

11+2

Ю.Г. ЩЕРБАКОВ

Р  
АСПРЕДЕЛЕНИЕ  
И УСЛОВИЯ  
КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА  
В РУДНЫХ  
ПРОВИНЦИЯХ

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Ю. Г. ЩЕРБАКОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ  
И УСЛОВИЯ  
КОНЦЕНТРАЦИИ  
ЗОЛОТА  
В РУДНЫХ  
ПРОВИНЦИЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1967

В работе рассмотрены закономерности пространственных и генетических отношений золоторудных узлов с магматическими комплексами и отложениями осадочных пород, в которых повышен кларк золота.

Данные о содержании золота в породах и потенциальной золотоносности магм разного состава основаны на результатах нейтронноактивационного анализа. Описана зависимость ассоциаций химических элементов в рудах от состава уровня рудообразования и всего хода химической эволюции земной коры. Предложена классификация элементов, способствующая количественной оценке их поведения в геохимических процессах и дающая объяснения специфической металлоносности гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Таблиц 21. Библ. 488 назв. Иллюстраций 35.

О Т В Е Т С Т В Е Н Н Ы Й   Р Е Д А К Т О Р:

Член-корр. АН СССР Ш а х о в Ф. Н.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

К настоящему времени изучены многие особенности строения, состава, происхождения и размещения генетически разнообразных золоторудных месторождений. Однако до сих пор не удавалось рассмотреть условия формирования золоторудных месторождений в связи с кларковыми содержаниями золота в магматических и осадочных породах. Этому препятствовало отсутствие достаточно чувствительных и точных аналитических методов. Восполнить указанный пробел позволила недавно разработанная в Англии и существенно усовершенствованная в ГЕОХИ АН СССР методика определения кларковых количеств золота в породах с помощью нейтронно-активационного анализа.

Выносимая на суд читателя работа предст попытку систематического рассмотрения выявленных с применением нейтронно-активационного анализа закономерностей пространственного и генетического соотношения эндогенных месторождений золота с породами и формациями, отличающимися его кларковыми содержаниями. Такое рассмотрение прежде всего позволяет подойти к количественной оценке относительной роли различных по составу магматических источников золота в эндогенных процессах. Оно дает возможность выяснить причины специфической золотоносности разных магм и охарактеризовать геохимические условия формирования золотоносных гранитоидов. Наконец, рассмотрение даже очень немногочисленных примеров конкретных золоторудных провинций помогает понять некоторые самые общие геологические закономерности размещения золото месторождений как функцию геохимических свойств золота и необходимое следствие определенных этапов и процессов химической эволюции земной коры. Последнее, по-видимому, в какой-



то мере должно оправдать общий характер названия книги, хотя она написана в результате изучения сравнительно ограниченного материала только по нескольким рудным провинциям и, разумеется, не может претендовать на сколько-нибудь исчерпывающее объяснение весьма сложных проблем распределения и концентрации в этих провинциях золота.

Чтобы оценить достоверность полученных выводов по геологии и геохимии золота, на протяжении почти всей работы проводится сопоставление химических свойств, распространенности, распределения золота и других элементов, особенно сопутствующих ему, в различных типах концентраций. Это часто побуждает автора выходить за пределы темы книги. К числу подобных отступлений, например, относится рассмотрение периодичности кларковых отношений и связанных с этим явлением общих закономерностей химической эволюции земной коры. Однако выявляемая при этом корреляция кларковых отношений с определенными химическими свойствами элементов приводит к доказательству правильности порядка устанавливаемых средних содержаний золота в главных типах пород и, следовательно, позволяет убедиться в справедливости принципиальных выводов, касающихся геохимии и геологии золота.

Предложенная в работе классификация элементов по их распределению в главнейших геохимических системах Земли также способствует количественной оценке потенциальной и относительной металлоносности, в том числе золотоносности магм разного состава.

Несколько выделяется из общего плана работы довольно большой раздел, посвященный россыпям. Этот материал привлечен главным образом для аргументации целесообразности его использования при рассмотрении закономерностей состава и расположения коренных источников золота. При этом пришлось затронуть несколько весьма сложных и дискуссионных вопросов о масштабах переноса россыпей в стадию глубинной эрозии долины, об изменении концентрации золота в россыпи при ее перемывах и некоторые другие. Фактической основой для их обсуждения явились наши наблюдения в Горной Шории и Горном Алтае. Весьма показательным и в какой-то мере имеющим общее значение закономерностям размещения россыпей в этих районах и, главное, связи их с коренными источниками посвящено еще немного спе-

циальных исследований. Это обстоятельство побудило нас включить данные по россыпям в настоящую книгу.

В большой мере работа основана на изучении содержаний золота, его распределения, корреляционных связей и форм нахождения в породах и формациях разного происхождения. Точность чувствительность и воспроизводимость нейтронно-активационных определений золота, выполненных главным образом сотрудником ГЕОХИ Г. А. Пережогиним, проверены по международным эталонам W-1 и G-1.

Исходная позиция работы — рассмотрение условий формирования золотоносных провинций Западной Сибири, Чукотки, а также и Румынии, начатое автором в 1951 г. в процессе геологических съемок. Сама постановка специальных исследований по золоту не была бы возможной без проникновения в общий план и во многие особенности сложной истории геологического развития разнообразных по строению районов.

Пытаясь понять и количественно выразить закономерности образования и размещения эндогенных концентраций золота как функцию его свойств, частных кларков и всего хода химической эволюции рудных провинций, мы исходим из того, что любые результаты, полученные в этом направлении, должны облегчить выбор районов для поисков золоторудных месторождений.

Главным итогом проведенных работ можно считать установление количественного выражения связи ассоциаций элементов в рудных, в том числе золоторудных, месторождениях с составом структурно-формационных зон, магматических комплексов, их фациальностью и температурами рудообразования. Эта связь вытекает из особенностей строения и химических свойств элементов, из их распространенности и распределения в геохимических системах Земли. Обусловленная периодичностью свойств элементов упорядоченность их поведения и судеб в химической эволюции земной коры позволяет глубже понять место и роль концентраций золота в общем металлогеническом спектре рудных регионов.

Этому она может быть использована при анализе закономерностей формирования и размещения эндогенных месторождений иного состава.

В процессе исследования и при подготовке рукописи к печати большую и разнообразную помощь автору оказали И. И. Харито-

нов, Л. К. Павлова, Г. Н. Аношин, З. В. Щербакова и Н. В. Рослякова. Пользуюсь случаем выразить им за это искреннюю благодарность. Любезно взяли на себя труд ознакомиться в рукописи с работой Н. И. Бородаевский, П. Ф. Иванкин, Г. Б. Наумов, В. Т. Матвеевко, Н. В. Петровская, Г. Л. Поспелов, И. С. Рожков, А. И. Тугаринов, С. Д. Шер и Н. А. Шило. Их многочисленные ценные замечания были учтены при подготовке рукописи к печати.

Неоценимую поддержку в предварительной публикации основных положений работы я получил от В. В. Щербины, А. П. Виноградова и В. С. Соболева. Выражаю особенно глубокую благодарность моему учителю Ф. Н. Шахову.

# **Г л а в а I**

## **ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Распределение в земной коре химических элементов объясняется в конечном счете их свойствами, распространенностью, а также физико-химическими условиями процессов их концентрации. Поэтому причины геологических закономерностей размещения золоторудных месторождений во времени и пространстве, в частности их связи с теми или иными магматическими комплексами, зависят также и от свойств золота, обусловленных строением его атома. Вместе с тем свойства золота и сопутствующих ему элементов служат лишь одним из исходных пунктов для анализа специфичности их ассоциаций в разных типах пород и руд. Знание концентраций и количественных соотношений химических элементов в природных объектах позволяет, исходя из их свойств, более или менее удовлетворительно понять возможные формы нахождения этих элементов в породах, когда они не устанавливаются минералогически.

Все сказанное относится к золоту в большей мере, чем ко многим другим элементам, поскольку высокие концентрации его с выделением зерен, доступных по величине для прямого изучения, возникают лишь в гидротермальном процессе и отчасти в экзогенных условиях, а в большинстве природных систем не известны и, таким образом, представляют исключительное явление. Пытаясь проникнуть в сущность генетических связей золоторудных концентраций с магматическими и осадочными породами, мы вынуждены начать с анализа распределения, парагенезисов и форм нахождения золота в различных геохимических системах, эволюции и взаимодействию которых только и могут быть обязаны своим происхождением золотые руды. Поэтому прежде чем перейти к рассмотрению собственно геологических условий размещения и формирования золоторудных месторождений, остановимся на тех чертах геохимии золота, которыми эти условия определяются.

### **СВОЙСТВА ЗОЛОТА**

Золото, атомный номер 79, находится в 1<sup>в</sup> подгруппе шестого периода системы Менделеева, чем и обуславливаются его химические свойства и поведение в геохимических процессах.

*Валентность золота I и III.* Одновалентное состояние иона золота ведет к менее прочным связям, чем трехвалентное, что объясняется отрывом электронов  $5d^2$  и  $6s^1$ . Однако несмотря на меньшую устойчивость комплексов одновалентного золота, как недавно удалось рассчитать Б. И. Пещевицкому, Г. Н. Аношину и А. М. Еренбургу (1965), в морской воде должен преобладать комплексный анион  $(AuCl_2^-)$  при ничтожной концентрации  $(AuS^-)$  в силу крайне низкого содержания в воде  $S^{2-}$  и  $HS^-$  ионов.

*Атомный вес золота 197,2, удельный вес 19,3, атомный объем 10,22, атомный радиус 1,40 Å, ионный радиус (I) 1,37 Å.*

Золото дает непрерывные твердые растворы с серебром и палладием, в ограниченных условиях — с платиной, железом, ртутью, медью и теллуром (Звягинцев, 1941; Плаксин, 1937, 1958).

*Электроотрицательность золота — 2,3* — наиболее высокая для металлов. Выражая способность атома в молекуле притягивать к себе электроны, электроотрицательность служит своеобразным мерилем относительной ионности связей в молекуле (табл. 1). Максимальная для металлов электроотрицательность золота означает относительно минимальную его способность организации ионных соединений, т. е. самую ограниченную возможность вхождения золота в ионные структуры породообразующих силикатов и алюмосиликатов по сравнению с другими металлами, обладающими более низкой электроотрицательностью. Но означает ли столь высокая электроотрицательность золота и соответственно крайне низкое значение ионности его связи с кислородом, составляющее, по С. С. Бацанову (1962), всего 43, что химическая связь золота в силикатах теоретически искл

няя столь сложного и важного вопроса лучше не ограничиваться только соображениями теории химической связи, а привлечь количественные данные геохимического порядка, т. е. данные о распределении золота в разных типах пород и минералов.

Электроотрицательность в отличие от других периодических свойств элементов в зависимости от способа вычисления может обнаруживать несколько неодинаковую размерность. Это вызывает у некоторых исследователей сомнение в корректности самого понятия «электроотрицательность». Защитниками концепции электроотрицательности, и в частности последнее время С. С. Бацановым (1962), аргументирована успешность ее применения во многих областях физической химии.

В качестве ведущего принципа для количественной оценки ионности или ковалентности связи электроотрицательности используются в геохимии Рингвудом (Ringwood, 1955). Аренс (1965) (Ahrens, 1953, 1956, 1964) в тех же целях предпочитает использовать ионизационные

зи, позволяют оценивать сидерофильные тенденции.

Электроотрицательность элементов (Бацапов, 1962)

Т а б л и ц а 1

Период	1a	2a	3a	4a	5a	6a	7a	8a		1b	2b	3b	4b	5b	6b	7b	
I																H 2,15	
II	Li 0,95	Be 1,5											Be 2,0	C 2,6	N 3,0	O 3,5	F 3,9
III	Na 0,9	Mg 1,2											Al 1,5	Si 1,9	P 2,1	S 2,6	Cl 3,1
IV	K 0,8	Ca 1,0	Sc 1,3	Ti +10,9 +21,1 +31,3 +41,6	V +31,4 +41,7 +51,9	Cr +11,0 +21,4 +31,6 +42,2 +62,4	Mn +21,4 +31,5 +42,1 +72,5	Fe +21,7 +31,8	Co 1,7	Ni 1,8	Cu +11,8 +22,0	Zn 1,6	Ga 1,6	Ge 2,0	As 2,0	Se 2,4	Br 2,9
V	Rb 0,8	Sr 1,0	Y 1,2	Zr 1,5	Nb 1,7	Mo +41,6 +62,1	Tc +51,9 +72,3	Ru 2,0	Rh 2,1	Rd 2,1	Ag 1,9	Cd 1,7	In 1,7	Sn +21,7 +41,9	Sb +31,8 +52,1	Te 2,1	J 2,6
VI	Cs 0,75	Ba 0,9	La 1,2	Hf 1,4	Ta +31,3 +51,7	W +41,6 +62,2	Re +51,8 +62,1 +72,2	Os 2,1	Ir 2,1	Pt 2,2	Au 2,3	Hg 1,8	Tl +11,4 +31,9	Pb +21,6 +41,8	Bi 1,8	Po 2,0	At 2,2
VII	Fr 0,7	Ra 0,9	Ac 1,1														
Лантаниды	Ce 1,2	Pr 1,2	Nd 1,3	Pm 1,3	Sm 1,3	Eu 1,2	Gd 1,3	Tb 1,3	Dy 1,3	Ho 1,3	Er 1,3	Tu 1,3	Yb 1,2	Lu 1,3			
Актиниды	Th +2 4	Pa 1,0 1,4	Nd +3 +5	Pm 1,3 1,7	Sm +4 +6	Eu 1,4 1,6	Gd +4 +6	Tb 1,4 1,9	Pu 1,3	Am 1,3	Cm 1,3	Bk 1,3	Cf 1,3				

**Первые пять ионизационных потенциалов**

<b>Li</b> 5,39 75,62 122,42 — —	<b>Be</b> 9,32 18,21 153,85 217,66 —							
<b>Na</b> 5,14 47,29 71,63 98,88 138,37	<b>Mg</b> 7,64 15,03 80,12 109,29 141,23							
<b>K</b> 4,34 31,62 45,79 60,90 82,60	<b>Ca</b> 6,11 11,87 50,88 67,18 84,39	<b>Sc</b> 6,54 12,80 24,75 73,91 91,85	<b>Ti</b> 6,82 13,57 27,47 43,24 99,84	<b>V</b> 6,74 14,65 29,31 48,46 65,20	<b>Cr</b> 6,76 16,49 30,95 48,58 73,09	<b>Mn</b> 7,43 15,64 33,69 53,00 76,01	<b>Fe</b> 7,87 16,18 30,64 56,00 79,00	<b>Co</b> 7,88 17,05 33,49 53,00 82,00
<b>Rb</b> 4,18 27,56 39,66 53,00 71,00	<b>Sr</b> 5,69 11,03 43,60 57,02 72,00	<b>Y</b> 6,38 12,23 20,51 61,80 76,85	<b>Zr</b> 6,84 13,13 22,98 34,33 82,83	<b>Nb</b> 6,88 14,32 25,04 38,25 50,53	<b>Mo</b> 7,10 16,15 27,13 46,38 61,15	<b>Tc</b> 7,28 15,26 29,54 43,00 59,00	<b>Ru</b> 7,36 16,76 28,46 47,00 63,00	<b>Rh</b> 7,46 18,07 31,05 46,00 67,00
<b>Cs</b> 3,89 25,07 33,97 46,00 62,00	<b>Ba</b> 5,21 10,00 37,00 49,00 62,00	<b>La</b> 5,61 11,43 19,17 52,00 66,00	<b>Hf</b> 7,00 14,87 21,00 31,00 —	<b>Ta</b> 7,88 16,20 22,00 33,00 45,00	<b>W</b> 7,98 17,70 24,00 35,00 48,00	<b>Re</b> 7,88 16,60 — — —	<b>Os</b> 8,73 17,00 — — —	<b>Ir</b> 9,10 — — — —
<b>Fr</b>	<b>Ra</b>	<b>Ac</b>	<b>Th</b>	<b>Pa</b>	<b>U</b>	<b>Np</b>	<b>Pu</b>	<b>Am</b>
<b>Ce</b> 6,91 12,31 19,87 36,71 70,00	<b>Pr</b> 5,76 — — — —	<b>Nd</b> 6,31 — — — —	<b>Pm</b> — — — — —	<b>Sm</b> 5,60 11,40 — 36,50 —	<b>Eu</b> 5,67 11,24 — — —	<b>Gd</b> 6,16 12,00 — — —	<b>Tb</b> 6,74 — — — —	<b>Dj</b> 6,82 — — — —

Таблица 2

в электроновольтах (Ahrens, 1964)

								<b>H</b> 13,60 — — — —	<b>He</b> 24,58 54,40 — — — —				
								<b>B</b> 8,30 25,15 37,92 259,30 340,13	<b>C</b> 11,26 24,38 47,87 64,43 391,97	<b>N</b> 14,53 29,59 47,43 77,45 97,86	<b>O</b> 13,61 35,11 54,89 77,39 113,87	<b>F</b> 17,42 35,01 62,69 87,14 114,21	<b>Ne</b> 21,56 40,96 63,45 97,02 126,26
								<b>Al</b> 5,98 18,82 28,44 119,96 153,77	<b>Si</b> 8,15 16,34 33,46 45,13 166,73	<b>P</b> 10,48 19,72 30,16 51,35 65,01	<b>S</b> 10,36 23,35 34,80 47,29 72,47	<b>Cl</b> 13,01 23,80 39,65 53,45 67,80	<b>Ar</b> 15,76 27,62 40,71 59,79 75,00
<b>Ni</b> 7,63 18,15 35,17 56,00 79,00	<b>Cu</b> 7,72 20,29 37,08 59,00 83,00	<b>Zn</b> 9,39 17,96 39,70 62,00 86,00	<b>Ga</b> 6,00 20,51 30,70 64,16 90,00	<b>Ge</b> 7,89 15,93 34,22 45,70 93,43	<b>As</b> 9,81 18,63 28,34 50,12 62,61	<b>Se</b> 9,75 21,51 31,98 47,30 73,10	<b>Br</b> 11,84 21,80 35,89 50,19 59,70	<b>Kr</b> 14,00 24,57 36,94 52,00 65,66					
<b>Pd</b> 8,33 19,42 32,92 49,00 66,00	<b>Ag</b> 7,57 21,48 36,00 52,00 70,00	<b>Cd</b> 8,99 16,90 37,77 55,00 73,00	<b>In</b> 5,79 18,87 28,03 57,90 —	<b>Sn</b> 7,34 14,63 30,49 40,72 72,25	<b>Sb</b> 8,64 18,60 25,32 44,15 55,69	<b>Te</b> 9,01 18,59 30,62 37,82 60,27	<b>J</b> 10,45 19,09 31,00 42,00 52,00	<b>X</b> 12,13 21,20 32,11 45,00 57,00					
<b>Pt</b> 8,96 18,56 29,00 41,00 55,00	<b>Au</b> 9,22 20,45 30,00 44,00 58,00	<b>Hg</b> 10,44 18,75 34,21 46,00 61,00	<b>Tl</b> 6,11 20,42 29,82 50,71 64,00	<b>Pb</b> 7,42 15,03 31,93 42,31 68,79	<b>Bi</b> 7,29 16,68 25,56 45,30 56,00	<b>Po</b> 8,43 — — — —	<b>At</b> — — — — —	<b>Rn</b> 10,75 — — — —					
<b>Cm</b>													

<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Tu</b>	<b>Yb</b> 6,22 12,10 — — —	<b>Lu</b> 6,15 14,70 — — —
-----------	-----------	-----------	---	---



*Ионизационный потенциал золота (первый) 9,223 эв.* Как мера прочности связи электрона в атоме, и следовательно, химической инертности металлов, потенциал ионизации выражает количество энергии, необходимой для отрыва электрона и превращения атома в ион. Наименьшие значения ионизационных потенциалов присущи химически активным щелочным металлам, с возрастанием их заряда они понижаются у благородных газов и несколько меньше у анионов (табл. 2). Из металлов самыми сильными связями валентных электронов и высокими потенциалами ионизации характеризуются элементы с 18-электронной оболочкой, особенно шестого периода, к которому принадлежит золото. У переходных ( $3d$ ) элементов возрастание ионизационного потенциала коррелируется с их химической инертностью и сидерофильностью.

Хотя не во всех случаях наблюдается подобная корреляция, высокий ионизационный потенциал, по мнению Аренса (Ahrens, 1964), служит, тем не менее, довольно объективным показателем самородного состояния элемента.

Для анализа некоторых геохимических свойств элементов Аренс предложил использовать для определения этой величины он принял во внимание радиус иона, заряд ядра и потенциал ионизации (Ahrens, 1954). Эффективность экранизации обуславливает силу связи внешних валентных электронов с ядром — чем она выше, тем эта связь слабее. Экранизация изменяется в зависимости от конфигурации электронных оболочек: ее значения максимальны в изоэлектронных структурах с конфигурацией  $s^2$ , в элементах с конфигурацией  $s^2p^6$  она понижается. Падение эффективности экранизации прогрессирует с вводом в орбиту  $d$  электронов и достигает минимума в  $1^{\text{в}}$  группе, т. е. у меди, серебра и золота. После завершения субоболочки  $d^{10}$  эффективность экранизации растет с увеличением числа  $p$  электронов.

Строение атома золота ровнем, что наряду с влиянием  $4f$  электронов, согласно Лакатошу, Бохушу и Медьешу (Lakatos, Bohus and Medgyesi, 1959<sub>1,2</sub>), вызывает особо слабый эффект экранизации и поэтому чрезвычайно сильную связь  $6s$  электрона с ядром. Это обстоятельство позволяет Аренсу (Ahrens, 1964) объяснить «аномальное» возрастание на  $2V$  первого ионизационного потенциала золота по сравнению с серебром в  $1^{\text{в}}$  подгруппе  $\text{Cu—Ag—Au}$  и вместе с тем его химическую инертность. «Аномально» высокий ионизационный потенциал золота (9,223 эв) дает возможность Аренсу даже допустить полную нейтральность атомов  $z$  сложившегося у Винсента и Крокетта (Vincent E. A., Crockett J. H., 1960<sub>1,2</sub>) представления об отдержании золота в различных типах пород и минералов. И хотя ниже нами приводятся данные, позволяющие усомниться в полной нейтральности атомов золота в породах, тем не менее пре

во его свойств металлами (что следует из анализ ионизационных потенциалов и эффективности экранизации) остается бесспорным.

*Ионная плотность  $Au(1)$  18,3.* Величина отношения массы иона к его объему ( $d_i = \frac{A}{3/4\pi r_i^3}$ ) как мера подвижности ионов была использована Садецким-Кардошем (E. Szadeczky-Kardoss, 1953), которому впервые удалось показать, плотностей, или, что то же самое, удельных весов ионов, их подвижность возрастает. Основное значение этой величины в дифференциации элементов Садецкии-Кардош был склонен объяснять гравитационным Эскола (Escola, 1956).

Позже в ряде работ нами проводилась аргументация более общего энергетического значения ионной плотности (Щербаков, 1963, 1964). Энергетическая сущность ионной плотности обусловлена зависимостью ее от массы иона с присущей ей внутренней энергией и от его объема, зависящего от заряда ядра, валентности и в целом от энергетического состояния электронного облака. Это состояние, как известно, представляет функцию  $E_h$ ,  $pH$ ,  $P$  и  $T$  системы. В жидкой фазе объем иона, по-видимому, шаться с понижением температуры и увеличиваться с понижением давления. С возрастанием положительной валентности иона его плотность становится больше. Наименьшей плотностью обладают анионы, низкой остается она у щелочных металлов и, постепенно повышаясь в последующих вертикальных рядах (примерно в два — четыре раза), остается меньшей для элементов типа благородного газа по сравнению с элементами с электронными оболочками типа Cu (табл. 3). Наблюдается определенная тенденция возрастания ионных плотностей вниз по рядам. Особенно в последних нетрудно заметить понижение ионных плотностей с увеличением заряда ядра. Ионные плотности переходных элементов с достигающимися  $d$ -уровнем, последовательно возрастают, достигая наибольших для металлов значений у платиноидов.

Геохимическая роль ионной плотности, по всей вероятности, связана главным образом с возможностью ее пропорционального изменения в зависимости от физико-химических

Суммарное

но-восстановительного

определенное для данного иона энергетическое состояние электронного облака и соответствующий запас свободной энергии. При этом кажется естественным, что, чем выше плотность иона, тем меньшие изменения она претерпит под во

в частности, при падении в системе количества тепла запас свободной энергии будет быстрее исчерпан у ионов с высокой плотностью. Если же ионная плотность связана обратно

**Ионные плотности**

<b>H</b>								
<b>Li</b> +1) 5,28	<b>Be</b> +2) 54,8							
<b>Na</b> +1) 5,85	<b>Mg</b> +2) 14,4							
<b>K</b> +1) 3,98	<b>Ca</b> +2) 8,54	<b>Sc</b> +3) 18,8	<b>Ti</b> +2) 24,1 +3) 35,0 +4) 43,7	<b>V</b> +2) 32,7 +3) 40,6 +4) 53,8	<b>Cr</b> +2) 22,4 +3) 47,4 +6) 290,1	<b>Mn</b> +2) 17,5 +3) 38,4 +4) 93,8	<b>Fe</b> +2) 26,0 +3) 44,5	<b>Co</b> +2) 29,7 +3) 53,7
<b>Rb</b> +1) 6,18	<b>Sr</b> +2) 12,1	<b>Y</b> +3) 23,4	<b>Zr</b> +4) 39,6	<b>Nb</b> +4) 74,0 +5) 77,3	<b>Mo</b> +4) 73,0 +6) 83,6	<b>Tc</b>	<b>Ru</b> +4) 102,4	<b>Rh</b> +3) 77,1 +4) 89,8
<b>Cs</b> +1) 7,07	<b>Ba</b> +2) 12,5	<b>La</b> +3) 29,6 +4) 45,7	<b>Hf</b> +4) 77,7	<b>Ta</b> +5) 150,7	<b>W</b> +4) 140 +6) 159,8	<b>Re</b> +6) 318,2	<b>Os</b> +4) 165,3	<b>Ir</b> +4) 167,7
<b>Er</b>	<b>Ra</b> +2) 18,1	<b>Ac</b>	<b>Th</b> +3) 44,1 +4) 65,0	<b>Pa</b> +3) 46,4 +4) 73,7	<b>U</b> +3) 50,8 +4) 76,0	<b>Np</b>	<b>Pu</b>	<b>Am</b>
<b>Ce</b> +3) 31,6 +4) 49,3	<b>Pr</b> +3) 33,6	<b>Nd</b> +3) 35,6	<b>Pm</b>	<b>Sm</b> +3) 39,5	<b>Eu</b> +3) 39,9	<b>Gd</b> +3) 45,0	<b>Tb</b> +3) 54,0	<b>Dj</b> +3) 56,2

Ho	Er	Tu	Yb	Lu
+3) 62,0	+3) 65,4	+3) 65,9	+3) 78,0	+3) 82,1

пропорционально с уровнем свободной энергии, то в равной мере она должна отражать относительную потенциальную возможность нахождения иона в подвижной фазе.

К подобного рода рассуждениям мы прибегали для качественного объяснения наблюдаемого соответствия последовательности гидротермального минер

и порциональности плотности и энергетического уровня ионов подкрепляется отмечаемой Эдьеом (1956) монотонной функциональной зависимостью между электронной и ионной плотностью. Согласуется с нашим предположением и описанная Садецким-Кадрощем (Szadeczky-Kardoss, 1956) прямая связь ионных плотностей с температура металлов и их соединений.

При вычислении ионных плотностей величины ионных радиусов по Н. В. Белову и Г. Б. Бокию (1960) для координационного числа 6. При этом предполагается пропорциональность между величинами радиусов ионов в растворах и кристаллах, благодаря которой сохраняется общая ность возрастания ионных плотностей различных элементов. Основанием для подобного предположения служит уже упомянутая тождественность порядка формирования и смены гидротермальных пара их отложения убывающему значению ионных плотностей. Эта тождественность и отражает геохимическую сущность ионной плотности (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Возрастающий ряд ионных плотностей главнейших рудообразующих элементов

—3 As 2,58	—3 Sb 2,91	—2 Te 3,24	—3 Bi 5,14	+2 Ca 8,54	+2 Sr 12,09	+1 In 12,48	+2 Ba 12,48	+1 Hg 14,74	+1 Ag 17,88	+1 Au 18,33	+2 Pb 24,75
+2 Fe 26,04	+2 Zn 27,32	+2 Cd 27,70	+2 Cu 29,65	+2 V 32,65	+2 Ni 34,60	+4 Zr 39,60	+4 Ti 43,66	TR 29,60—82,10		+3 Th 44,05	+3 Fe 44,50
+3 Co 53,70	+4 V 53,80	+3 As 54,50	+2 Be 54,80	+2 Ge 63,40	+4 Th 65,00	+3 Ga 70,00	+4 Mo 73,00	+4 U 76,00	+5 Nb 77,25	+4 Hf 77,65	+6 Mo 83,60
+4 Sn 94,60	+4 Pd 97,5	+5 Sb 122,30	+5 Bi 123,30	+4 W 140,00	+5 Ta 150,65	+6 W 159,80	+4 Os 165,30	+4 Ir 165,65	+5 P 172,80	+4 Pt 178,00	+6 Cr 289,70

Обусловленность гидротермальных парагенезисов ионными плотностями свидетельствует об определенной роли в миграции, дифференциации и концентрации химических элементов

не только их валентных электронов и ионных радиусов, что общепризнано, но также и атомных ядер. Сложная зависимость ионной плотности от мас

эту величину в качестве координаты общезнергетических свойств ионов.

Рассмотрим в последовательности возрастания ионных плотностей ряд элементов, в той или иной мере присущих золоторудным гидротермальным месторождениям: Sb, Te, Bi, Hg, Ag, Au, Pb, Fe, Zn, Cd, Cu, Co, Ni, Th, Mo, U, W, Pt. Как можно при наличии

по составу минералообразования обычно соответ катионов. Не менее интересна прямая зависимость удаленности месторождений от материнского магматического очага, от преобладания в составе руд элементов с большей или меньшей ионной плотностью. Таким образом, несмотря на различие и многообразие форм переноса металлов и, в частности, несмотря на переменную в разных условиях роль в нем комплексных соединений устанавливаемые закономерности все же наблюдаются. Это, по-видимому, косвенно свидетельствует о том, что величина ионной плотности в какой-то

не только простых ионов, но также и их комплексов.

К ионным плотностям мы будем обращаться при рассмотрении состава и соотношений

различных месторождений, при объяснении их зональности и даже при попытках понять в общем виде причины специфической металлоносности некоторых магматических формаций.

Упомянутые свойства золота объясняют ряд особенностей его поведения в геохимических процессах, но они еще не нам понять причины и формы связи золотого оруденения с магматическими комплексами. Поэтому, прежде чем обратиться к интерпретации размещения золотоносных интрузий и золоторудных провинций, попытаемся

ствах золота, но и о распределении в генетически различных типах пород. Эту возможность дает нам радиоактивационный анализ.

## **НЕЙТРОННО-АКТИВАЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ**

Применявшиеся до последнего времени методы определения малых количеств золота в породах включают тот или иной вид химического концентрирования. Возможность потери при этом золота и вероятность привноса его из реактивов таковы, что результаты анализов не могут претендовать на необходимую при геохимических исследованиях

нейтронной активации от этих недостатков свободен. Впервые он был применен Гольдбергом, Ушигама и Брауном (Goldberg, Brown, 1950; Goldberg, Uchigama, Brown, 1951) для определения золота в метеоритах. Позднее была разработана методика для земных пород (Vincent, Smales, 1956), использованная с некоторыми изменениями Винсентом и Крокетом для изучения геохимии золота (Vincent, Crocket, 1960). Основы метода, его преимущества и ограничения, точность и чувствительность описаны достаточно подробно (Смайлс, 1961; Марпер, 1960). Применяя гамма-спектрометр некоторые изменения в способе радиохимического разделения, Г. А. Пережогин (Щербаков, Пережогин, 1963, 1965; Пережогин, Алимарин, 1965) усовершенствовал существующую методику.

Метод нейтронной активации заключается в определении количества элемента по активности, наведенной нейтронами. Абсолютная величина активности зависит от массы определяемого элемента и от ряда других факторов — потока нейтронов, поперечного сечения активации, времени облучения и периода полураспада образующегося радионуклида.

Определение следовых количеств элементов стало возможным с появлением атомных реакторов с потоком нейтронов  $10^{12}$ — $10^{13}$  н/см<sup>2</sup>сек. Золото обладает благоприятными ядерно-физическими данными; поэтому уже при потоке нейтронов  $n \cdot 10^{12}$  н/см<sup>2</sup>сек можно обнаружить его радиоактивность, наведенную в  $n \cdot 10^{-11}$  г. Такая высокая чувствительность позволяет определять  $n \cdot 10^{-9}$  % золота в природных объектах весом до 0,5 г. Исключение других радиоактивных элементов достигается радиохимической очисткой.

Анализ проводился следующим образом. Тонко измельченные пробы пород вместе с известным количеством золота, нанесенным на полоску фильтровальной бумаги, облучались нейтронами в атомном реакторе (поток нейтронов  $f = 10^{13}$  н/см<sup>2</sup>сек) в течение 20 час. После шести-семи-дневного «охлаждения» облученные образцы обрабатывали царской водкой при нагревании в присутствии 1 мг стабильного золота в качестве носителя, затем раствор упаривали почти досуха, остаток смешивали с 10 мл 0,1 н HCl и фильтровали в делительную воронку. Золото экстрагировали раствором хлорида тетрафениларсония в хлороформе, причем количество тетрафениларсония брали примерно в два раза меньшее, чем требовалось для полного извлечения носителя в органическую фазу. Этот прием так называемого субстехиометрического разделения (Алимарин, Пережогин, 1965) дает возможно одинаковые количества носителя из образца и стандарта.

Позволяет отказаться от определения химического выхода и сокращает до предела время на радиохимическую очистку. Аликвотную часть хлороформа переносят в измерительную пробирку. Активность Au<sup>198</sup> измеряли на  $\gamma$ -спектрометре (кристалл NaI, с колодом, анализатор АИ-100). Содержание золота в анализируемом

образце определяли по формуле

$$g = m_{st} \frac{a}{a_{st}G},$$

где  $m_{st}$  — известное количество золота в стандартном образце (в г),  $a$  и  $a_{st}$  — активности анализируемого и стандартного образцов,  $G$  — вес анализируемого образца (в г).

Продолжительность анализа — около десяти дней; однако при налаженном массовом определении затраты труда химика-аналитика должны быть невелики (на один анализ примерно 1—2 часа).

Новременно 25 и более образцов, а продолжительная «выдержка» их после облучения дает возможность транспортировать их на большие расстояния, т. е. проводить анализы не только вблизи атомного реактора.

Правильность или воспроизводимость данных Г. А. Пережогина, достигает примерно 10%, если исключена возможность загрязнения образца при его измельчении и упаковке и если он достаточно хорошо измельчен. В принципе активационный анализ свободен от так называемого глухого опыта, т. е. нерадиоактивные загрязнения из посуды и реактивов не влияют на результат анализа. Кроме того, при этом анализе с большой точностью учитываются потери определяемого элемента во время химических операций. Все это позволяет считать радиоактивационный анализ одним из самых надежных методов определения следовых количеств элементов. Для определения кларковых количеств золота в настоящее время это наиболее надежный и точный метод.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ, МИНЕРАЛАХ И МЕТЕОРИТАХ

Первыми исследователями в области количественной геохимии золота, основанной на применении нейтронно-активационного анализа, являются Винсент, Смайлс и Кроккет (Vincent, Smales, 1956; Vincent, Crockett, 1960). Однако несколько десятков выполненных ими определений оказались недостаточными для выявления ведущих закономерностей распределения золота в магматических комплексах. Осадочные породы ими не анализировались.

К аналогичному выводу о независимости содержаний золота от состава пород пришли Де Грация и Хаскин (De Grazia, Haskin, 1964). По-видимому, одной из причин подобного заключения послужило то, что геохимическим наблюдениям не предшествовал и не сопутствовал геологический анализ сложных гетерогенных объектов исследования и, в частности, не фиксировались всевозможные эпигенетические изменения пород.

Не во всех случаях удалось избежать этого недостатка и нам. Так, определение золота в гипербазитах Албании, Китая и СССР



(Урал) проведено нами без должного геологического анализа, образцы породы взяты в музеях ГЕОХИ и МГУ. Однако большая часть образцов отобрана в ходе геологического изучения золотоносных провинций как преимущественно эвгеосинклинального (Алтае-Саянская складчатая область), так и миогеосинклинального (чукотская ветвь мезозойда) типа геотектонического развития. Подбирая пробы для анализов, мы руководствовались стремлением хотя бы в первом приближении составить представление о концентрациях золота в главнейших типах пород разновозрастных и различных по составу магматических и осадочных комплексов. Кроме того, были подвергнуты анализу некоторые породы из других районов, представляющие общий интерес для познания геохимии золота. Изучались габброиды дифференцированной трапповой интрузии Сибирской платформы, вулканогенно-осадочные толщи Енисейского кряжа, привлечен материал Г. Н. Аношина и В. В. Потапова по гранитоидам Забайкалья. Всего произведено более 500 определений.

Однако прежде, чем перейти к рассмотрению и обсуждению полученных результатов, необходимо сказать несколько слов об их надежности. Такую надежность или геологическую воспроизводимость и достаточность результатов нельзя отождествлять с химической или радиохимической воспроизводимостью. Если последняя зависит только от методики анализа и качества его выполнения, то геологическая надежность результатов определяется, кроме того, целым рядом других обстоятельств, в том числе принципом и методом отбора проб, степенью их общегеологической изученности, наконец, исследованностью самих объектов и даже задачами опробования.

Зависимость геологической надежности проведенных аналитических исследований от многих различных и преходящих факторов, казалось бы необычайно затрудняет ее оценку. В действительности имеются вполне доступные способы контроля правильности результатов.

это геологическая сопоставимость большой суммы фактов, разнородных, но тесно связ

хотя и весьма общим,

результатов опробования мы склонны считать их объяснимость геохимическими свойствами золота, связью золоторудных месторождений с интрузиями определенного по содержанию золота состава и определенного положения среди толщ, закономерного местными кларками этого элемента.

Не менее важным критерием правильности результатов анализа, позволивших уточнить значения средних содержаний золота в разных типах пород, являются устанавливаемое, как мы увидим, уменьшение дисперсии результатов в породах, содержащих золото в убывающих количествах, и корреляция содержаний золота с содержаниями ряда петрогенных элементов.

Наконец, как уже отмечалось в предисловии, главный показатель геологической надежности результатов можно считать в равномерном положении золота в рядах кларковых отношений. Своей зависимостью от периодических свойств элементов эти отношения могут служить принципиально наиболее объективным критерием достоверности средних содержаний элемента (а следовательно, и частных результатов анализа), обусловленных периодическим законом. К уточнению этих общих положений мы вернемся ниже. Теперь охарактеризуем наиболее существенную, на наш взгляд, особенность отбора проб. Поскольку нашей основной целью было уточнение кларковых, т. е. по-существу очень небольших, содержаний золота, присущих разным типам пород, постольку, естественно, мы были заинтересованы в получении наиболее полных характеристик анализируемых пород и в наибольшей однородности их свойств. Достижению такой цели более всего способствует анализ мелких образцов, весом в несколько десятков граммов, несколько больших для крупнозернистых пород, и меньших для мелкозернистых<sup>1</sup>. Такие образцы могут быть наиболее достоверно охарактеризованы петрографически, химически и спектральным анализом. С увеличением начального веса проб, отбираемых для выявления кларковых содержаний элемента, неизбежно возрастает неподдающаяся количественной оценке опасность пропустить те или иные эпигенетические наложения: мельчайшие жилки, миароловые полости, зонки турмалинизации, грейзенизации и т. п. Изучение шлифов анализировавшихся проб показало, что наименьшая воспроизводимость результатов определений золота из разных навесок

скопических трещинок, выполненных лимонитом, кварцем, следов пиритизации и других изменений (обр. 212, табл. 5). Также и даже в большей степени падает воспроизводимость, а вместе с нею и достоверность определений кларковых содержаний, с увеличением навесок.

Здесь

пу пород, содержания элементов, в частности золота, отличаются от содержаний элемента в любых эпигенетических концентрациях относительной равномерностью. Это очень важное положение аргументирует достаточность

лого количества анализов для получения средних результатов. В этом отношении примененная нами методика отбора проб и выбора их для анализа принципиально отличается от опробования пород с эпигенетической минерализацией. В обоих случаях достаточность проб может быть конкретно определена на основании анализа гистограмм распределения результатов. Обсуждение полученных нами гистограмм приведено ниже. Теперь рассмотрим результаты анализа по существу.

<sup>1</sup> Минимальный вес исходных проб у нас 60—80 г (до 1—2 кг), у Де Грация и Хаскина — всего 15—20 г.

Впервые зависимость между содержаниями золота в породах и их составом наметилась в Алтае-Саянской складчатой области. Наибольшие содержания золота здесь обнаруживаются в основных и средних по составу эффузивах, а также в образовавшихся за их счет хлоритовых сланцах, типичных для нижне- и среднекембрийских спилито-диабазовых и порфирито-диабазовых комплексов Кузнецкого Алатау и Северо-Восточного Алтая (табл. 5, обр. 1016, 206, 211, 214, 389а, 362 и 460). Среднее содержание золота в этих породах составляет по 29 анализам 0,0064 г/т. В девонском диабазе из нижней части лавового потока содержится всего 0,0006 г/т золота. Неравномерность распределения золота выявилась в дайках диабазов. Судя по микроскопически установленной сульфидизации и повышенным содержаниям свинца и меди, аномально повышенное содержание золота в дорудной дайке (обр. 24) и в роговике (обр. 212) объясняется явлениями наложенной гидротермальной минерализации.

Практически столь же высокие содержания золота устанавливаются в излившихся кислых эффузивах алтайского девона (0,0054 г/т по 14 анализам) и в основных и среднеосновных интрузивных породах из различных массивов региона.

Анализу подвергались гибридные габбро, габбро-пироксениты, габбро-диориты и диориты из краевых частей сложных многофазных, существенно гранитоидных массивов (Саракокшинского, Дудетского и Центральнинского) и ряд образцов (469, 475, 476, 449, 474, табл. 5) из диоритовых и габбровых интрузивов, не имеющих связи с гранитоидным магматизмом. Во всех случаях устанавливаются несколько неравномерные содержания золота, но в общем более высокие в породах более основных — среднее содержание для диоритов 0,0034 г/т по 14 анализам и для габброидов 0,0064 г/т также по 14 анализам. Такого же порядка концентрация золота устанавливается в ультраосновных породах недифференцированных интрузий (табл. 5, обр. 436, 477, 478).

Приведенные результаты 67 анализов кислых эффузивов, а также средних, основных и ультраосновных излившихся и глубинных пород не обнаруживают сколько-нибудь устойчивой разницы в содержании золота, и если бы на этом исследовании были приостановлены, то надо было бы подтвердить выводы Винсента и Кроккета о незакономерном изменении концентрации золота в породах и магмах разного состава. Однако установленные в гранитах содержания золота от 0,0005 до 0,0058 г/т при среднем его содержании 0,0024 г/т (по 50 анализам) настолько отличаются от содержаний золота в эффузивах разной основности и габброидах, что трудно считать это отличие случайным. Наиболее низки содержания золота в лейкократовых гранитах.

В осадочных породах обнаруживаются невысокие по сравнению с эффузивами содержания золота. Особенно низки они в глинистых сланцах и филлитах: по 8 анализам содержание золота в них колеблется от 0,0019 до 0,0029 г/т (табл. 5).

Таблица 5

## Содержание золота в породах Алтае-Саянской складчатой области \*

Образец	Порода и место взятия образца	Au, г/т		
		по данным опытов		среднее
36	Гранит 2-й фазы *, Северо-Восточный Алтай	0,0015	0,0015	0,0015
4	Гранит-порфир 3-й фазы **	0,0013	0,0016	0,0015
77a	Гранит-порфир 4-й фазы **	0,001	0,0014	0,0012
146	Гранит, Таштауэзский массив, Юго-Восточный Алтай	0,0014	0,0056	0,0035
150	Гранит лейкократовый, Таштауэзский массив, Юго-Восточный Алтай	0,0013	0,0022	0,0018
196	Гранит, Турочакский массив, Северо-Восточный Алтай	0,0014	0,0021	0,0018
300	Гранит, Дудетский массив, Кузнецкий Алатау	0,0036	0,0042	0,0039
163a	Гранит, Аксайский массив, Юго-Восточный Алтай	0,0019	0,002	0,002
472	Гранит, Восточный Саян	0,0052	0,0063	0,0042
		0,0022	0,0033	
479	Гранит, Чингекатский массив, Западная Тува	0,0037	0,0038	0,0037
268a	Аплитовидный гранит, Дудетский массив, Кузнецкий Алатау	0,0058	0,0058	0,0058
423a	Аплитовидный гранит, Центральный массив, Кузнецкий Алатау	0,0019	0,0019	0,0019
461	Аплитовидный гранит, Центральный массив, Кузнецкий Алатау	0,0036	0,0041	0,0038
504a	Гранит, Атуркольский массив, Центральный Алтай	0,0057	0,0075	0,0066
506a	Гранит, Белокурихинский массив, Центральный Алтай	0,017 ***	0,016 ***	0,016 ***
508a	Гранит, Горная Шория	0,037 ****	0,041 ****	0,039 ****
577/2	Гранит биотитовый ***, Северо-Западный Алтай	0,0011	—	0,0011
396/1	То же	0,0008	—	0,0008
518/1	»	0,0005	—	0,0005
537/2	»	0,0017	—	0,0017
586/9	»	0,0023	—	0,0023
179/1	»	0,001	—	0,001
613/6	»	0,002	—	0,002
701/1	»	0,0008	—	0,0008
304/1	»	0,0015	—	0,0015
663/1	»	0,002	—	0,002

Т а б л и ц а 5 (продолжение)

Образец	Порода и место взятия образца	Ац, г/т		
		по данным опытов		среднее
702/1	Гранит биотитовый ***, Северо-Западный Алтай	0,0009	—	0,0009
403/1	То же	0,0014	—	0,0014
419/1	»	0,001	—	0,001
402/1	»	0,0012	—	0,0012
700/1	»	0,0006	—	0,0006
403/3	»	0,0008	—	0,0008
595/1	»	0,0017	—	0,0017
401/2	Гранит-порфир	0,00095	—	0,00095
401/6	» »	0,0012	—	0,0012
243/2	» »	0,0013	—	0,0013
	Всего по гранитам (50 анализов)	—	—	0,0024
184	Гранодиорит, Яломанский массив, Центральный Алтай	0,0035	0,0061	0,0048
301	Гранодиорит, Дудетский массив, Кузнецкий Алатау	0,002 0,003	0,0043	0,0031
274	Граиосиенит, Дудетский массив, Кузнецкий Алатау	0,0039	0,0042 0,0046	0,0042
	Всего по гранодиоритам (8 анализов)	—	—	0,004
466	Сиенит, Тихвинский массив, Кузнецкий Алатау	0,0038	0,0039	0,0039
446	Щелочной сиенит, Ударнинский массив, Кузнецкий Алатау	0,0044	0,0049	0,0047
386	Щелочной сиенит, Гавриловский массив, Кузнецкий Алатау	0,0036	0,0062	0,0049
473	Сиенит эгириновый, Сайбарский массив, Восточный Саян	0,0039	0,0043	0,0041
	Всего по сиенитам (8 анализов)	—	—	0,0044
198а	Диорит 1-й фазы **, Северо-Восточный Алтай	0,0009	0,0011	0,001
70	Диорит 1-й фазы **	0,0036	0,0054	0,0045
425	Диорит, Центральнинский массив, Кузнецкий Алатау	0,0048	—	0,0048
462	Диорит, Центральнинский массив	0,0043	0,0048	0,0045
475	Диорит, Канатинский массив, Восточный Саян	0,0034	0,0042	0,0038

Таблица 5 (продолжение)

Образец	Порода и место взятия образца	Ан, г/т		
		по данным опытов		среднее
469	Диорит, Тихвинский массив, Кузнецкий Алатау	0,003	0,0038	0,0034
476	Диорит, Канатинский массив, Восточный Саян	0,0025 0,003	0,0024 —	0,0026 —
	Всего по диоритам (14 анализов)	—	—	0,0034
3916	Габбро-диорит, Дудетский массив, Кузнецкий Алатау	0,0091	0,02	0,015
23	Габбро 1-й фазы **, Северо-Восточный Алтай	0,0062	0,0073	0,0068
31	Габбро 2-й фазы **, Северо-Восточный Алтай	0,0015	0,0027	0,0021
245а	Габбро, Дудетский массив, Кузнецкий Алатау	0,0069	0,0064	0,0066
449	Габбро, Ударинский массив, Кузнецкий Алатау	0,0071	0,0056	0,0063
474	Габбро, Канатинский массив, Восточный Саян	0,0040	0,0069	0,0055
1986	Габбро-пироксенит 1-й фазы **	0,0027	0,0029	0,0028
	Всего по габбро (14 анализов)	—	—	0,0064
436	Серпентинит, Семеновский массив, Кузнецкий Алатау	0,0035	0,0052	0,0043
477	Перидотит, Оспинский массив, Восточный Саян	0,006	—	0,006
	Всего по ультраосновным породам (3 анализа)	—	—	0,0049
165в	Трахит (D <sub>2</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,0048	0,0054	0,0051
480	Шаровой порфир (D <sub>2</sub> ) Центральный Алтай	0,012 ****	0,012 ****	0,012 ****
481	Щелочной кварцевый порфир (D <sub>2</sub> ), Центральный Алтай	0,0071	0,009	0,008
482	Туфолава (D <sub>2</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,0052	0,0052	0,0052
188	Кварцевый порфир (D <sub>2</sub> ), Центральный Алтай	0,001	0,0012	0,0011
186	Фельзит-порфир (D <sub>2</sub> ), Центральный Алтай	0,0051	0,007	0,006
187	Фельзит-порфир из контакта с гранитом, Центральный Алтай	0,007	0,0071	0,007
22	Фельзит (D <sub>3</sub> ), Северо-Восточный Алтай	0,0053	0,0056	0,0055
	Всего по риолитам (14 анализов)	—	—	0,0054

Таблица 5 (продолжение)

Образец	Порода и место взятия образца	Au, г/т		
		по данным опытов	среднее	
232	Порфирит (См <sub>2</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0081	0,01	0,009
247a	Порфирит (См <sub>2</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,006	0,0068	0,0064
389a	Лабрадоровый порфирит (См <sub>2</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0044	0,005	0,0047
362	Пироксеновый порфирит (См <sub>2</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0088	0,009	0,0089
460	Порфирит (См <sub>2</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0040	0,0041	0,0041
214	Порфирит (См <sub>2</sub> ), Центральный Алтай	0,0073	0,014	0,011
206	Порфиритоид (См <sub>1</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0033	0,004	0,0036
101б	Хлоритовый сланец по основным эффузивам (См <sub>1</sub> ), Северо-Восточный Алтай	0,0052	0,0054	0,0053
207	Хлоритовый сланец по основным эффузивам (См <sub>1</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0048	0,0086	0,0067
185	Диабаз (D <sub>1</sub> ), Центральный Алтай	0,0005	0,0007	0,0006
200г	Диабаз, дайка **	0,0014	0,0017	0,0016
208	Диабаз (См <sub>1</sub> ), Кузнецкий Алатау	0,0033	0,0068	0,0045
24	Диабаз, дайка ****	0,0034	0,008	0,01
211	Диабаз (См <sub>1</sub> ), Центральный Алтай	0,0085	0,012	0,0089
212	Амфиболовый роговик по диабазу, Центральный Алтай	0,0085	0,0093	0,0089
453	Метаморфизованный туф основных эффузивов, Кузнецкий Алатау	0,0045	0,04 ****	0,0045
		0,0084	—	0,0084
	Всего по средним и основным эффузивам (31 анализ)	—	—	0,0064
201a	Глинистый сланец (O <sub>2</sub> ), Северо-Восточный Алтай	0,0024	0,0028	0,0026
138a	Глинистый сланец (D <sub>3</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,0021	0,0029	0,0025
136г	Глинистый сланец (D <sub>3</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,0019	0,0023	0,0022
361в	Известково-углистый сланец (Sn), Кузнецкий Алатау	0,0021	0,0035	0,0028
158	Аргиллит (D <sub>3</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,008	0,0086	0,0083
174в	Сланец (O), Юго-Восточный Алтай	0,0052	0,0058	0,0055
183	Роговик по сланцу, Центральный Алтай	0,0065	0,0075	0,007

Таблица 5 (продолжение)

Образец	Порода и место взятия образца	Au, г/т		
		по данным опытов		среднее
147б	Роговик по глинистому сланцу, Юго-Восточный Алтай	0,0022	0,0032	0,0027
148	Роговик по глинистому сланцу, Юго-Восточный Алтай	0,0016	0,0019	0,0018
	Всего по сланцам (18 анализов)	—	—	0,0039
138б	Песчаник (D <sub>3</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,0041	0,0045	0,0043
179	Песчаник (S), Центральный Алтай	0,0048	0,0058	0,0053
210	Песчаник (Cm <sub>2</sub> ), Центральный Алтай	0,0021	0,0031	0,0026
173в	Песчаник (Cm <sub>3</sub> ), Центральный Алтай	0,002	0,0026	0,0023
174а	Песчаник (Cm <sub>3</sub> ), Центральный Алтай	0,0015	0,0017	0,0016
189б	Песчаник (D <sub>2</sub> <sup>2</sup> ), Центральный Алтай	0,0012	0,0052	0,0027
		0,0016	0,0028	
189а	Песчаник (D <sub>2</sub> <sup>2</sup> ), Центральный Алтай	0,0015	0,0033	0,0029
		0,0022	0,0048	0,0062
159	Алевролит (D <sub>3</sub> ), Юго-Восточный Алтай	0,0062	—	
	Всего по песчаникам (19 анализов)	—	—	0,0032
170а	Известняк (Sn), Юго-Восточный Алтай	0,0023	0,0026	0,0025
178	Известняк (S), Центральный Алтай	0,0013	0,0022	0,0018
213	Мрамор (Cm <sub>1</sub> ), Центральный Алтай	0,0044	0,0062	0,0053
	Всего по известнякам (6 анализов)	—	—	0,0032
1	Кристаллический сланец (Pt), Центральный Алтай	0,0055	0,0086	0,007
61	Кварц-биотит-кордиеритовый гнейс (Pt), Центральный Алтай	0,002	0,0021	0,002
61	Кристаллический сланец (Pt), Центральный Алтай	0,015	0,017	0,016
63	Биотитовый гнейс (Pt), Центральный Алтай	0,0071	0,0077	0,0074
64	Кристаллический сланец по эффузивам (Pt), Центральный Алтай	0,0032	0,0051	0,0041
67	Гнейс (Pt), Центральный Алтай	0,0034	0,0035	0,0035
	Всего по кристаллическим сланцам, гнейсам (12 анализов)	—	—	0,0043



Таблица 5 (окончание)

Образец	Порода и место взятия образца	Au, г/т		
		по данным опытов		среднее
502а	Грейзен, Бугузунский массив, Юго-Восточный Алтай	0,015	0,021	0,018
505а	Грейзен, Атуркольский массив, Центральный Алтай	0,024	0,036	0,03
507а	Грейзен, Белокурихинский массив, Центральный Алтай	0,0087	0,011	0,01
	Всего по грейzenам (6 анализов)	—	—	0,019

\* Анализы выполнены Г. А. Перегожиним.

\*\* Породы Саракокшинского массива.

\*\*\* Образцы 577/2—243/2 породы Колыванского массива (анализы выполнены Г. Н. Аношиным).

\*\*\*\* Анализы в подсчет средних содержаний по породам не включены.

Известковоуглистый сланец содержит 0,0028 г/т, карбонатные породы — 0,0032 г/т (6 анализов). Менее равномерно распределено золото в песчаниках. В существенно кварцевых и аркозовых разностях его содержания не превышают 0,0029 г/т (табл. 5, обр. 173в, 174а, 189б, 189а), а в граувакках они изменяются от 0,0026 до 0,0053 г/т (табл. 5, обр. 210, 138б, 179).

При сравнении содержаний золота в метаморфизованных породах разного состава и в образовавшихся за счет их контактового метаморфизма роговиках и мраморах сколько-нибудь закономерной разницы, отчетливо фиксируемой, например, для лития, рубидия и мышьяка (Ониси, Сандел, 1959; Хорстман, 1959), не обнаруживается. Это обстоятельство может свидетельствовать об относительной неподвижности золота в процессе контактового метаморфизма.

В парагнейсах и кристаллических сланцах амфиболитовой фации района Телецкого озера на Алтае устанавливаются содержания золота такого же порядка, что и в осадочных породах.

Итак, самым общим и существенным результатом, полученным на основании анализов пород Алтае-Саянской складчатой области, по-видимому, следует считать выявление наибольших содержаний золота в эффузивных породах и в два раза более низких — в глинистых сланцах, а также аркозовых и кварцевых песчаниках. Не менее интересной представляется наметившаяся тенденция понижения содержаний золота от основных и ультраосновных пород к кислым и лейкократовым.

На примере дифференцированных интрузий трапповой формации попробуем показать, насколько изменения содержаний золота

в ходе кристаллизации свойственны основным магмам. Винсент и Кроккет (Vincent, Crocket, 1960) установили малую амплитуду изменений содержаний золота в разных по составу породах Скаергардской интрузии (Гренландия) и высказали сомнение в закономерном характере его поведения в ходе дифференциации основной магмы. Нами были изучены содержания золота в Анакитской трапповой интрузии Сибирской платформы. Расположенная в нижнем течении Нижней Тунгуски, эта интрузия, по данным В. В. Ревердатто (1963), направлением дифференциации, особенностями кристаллизации, составом пород и их распределением в вертикальном разрезе сходна со Скаергардским массивом в Гренландии (Wager, Deeg, 1939). Любезно предоставленные В. В. Ревердатто образцы пород Анакитского массива были нами проанализированы на золото. Сравнение результатов анализов пород Скаергардской и Анакитской интрузий обнаруживает определенное их подобие (табл. 6).

Прежде всего обращает на себя внимание проявленная в обеих интрузиях тенденция к значительному накоплению золота от недифференцированных микродолеритов и краевых габбро зоны заделки вверх по разрезу к оливиновым габбро. Также наблюдаются более неравномерные, но в среднем почти столь же высокие содержания золота в феррогаббро и, наконец определенные понижения содержаний в гранофирах и других поздних кислых дифференциатах.

Таким образом, в ходе дифференциации трапповых интрузий проявляется прямая зависимость содержаний золота от содержаний в породах железа. Относительное обогащение железом более поздних дифференциатов вплоть до феррогаббро установлено для трапповых магм В. С. Соболевым (1937) в качестве их характернейшей особенности. Содержания железа резко падают в образующихся после феррогаббро гранофирах и других кислых дифференциатах. Подобным образом по мере накопления в магме Анакитской интрузии железа, как установлено В. В. Ревердатто (1963), в ней растет концентрация изоморфных элементов с окисным железом: ванадия, марганца, титана и кобальта. В поздних кислых и маложелезистых дифференциатах содержание этих элементов падает. Приведенные данные соответствуют представлениям об известной сидерофильности золота, они отражают специфичность его средних содержаний в разных типах изверженных пород и позволяют говорить о закономерных изменениях его концентрации в ходе дифференциации и кристаллизации магм основного состава.

Выявив некоторые особенности распределения концентраций золота в разных типах пород в Алтае-Саянской складчатой области и трапповой интрузии Сибирской платформы, мы перешли к изучению содержаний золота в породах Западной Чукотки — региона, совершенно отличного от ранее рассмотренных по време-

Таблица 6

Содержание золота (в  $\mu\text{г}/\text{т}$ ) в дифференцированных трапповых интрузиях (снизу вверх)

Порода	Анакитский массив *		Скаергардский массив **	
	Число анализов	Ац	Число анализов	Ац
Недифференцированные микродолериты. Краевые породы зоны закалки	2	0,0080	—	0,0046
Оливиновые габбро и оливиновые габбро-долериты	3	0,0054	2	0,009
	4	0,011	2	0,0051
	1	0,017	2	0,0048
	1	0,013	2	0,006
	2	0,016	6	0,032
		0,016	2	0,0024
Среднее . . .	11	0,012	16	0,0099
Феррогаббро	2	0,0047	2	0,011
	2	0,0040	2	0,0031
	2	0,015	3	0,028
			2	0,0029
Среднее . . .	6	0,008	9	0,011
Основной геденбергитовый гранофир	—	—	2	0,0085
Поздние дифференциаты	1	0,0045	—	0,0039
Гранофиры	2	0,0042	—	—

\* Анализы выполнены Г. А. Пережогиним.

\*\* По данным Винсента и Кроккета.

ни и условиям формирования. Западная Чукотка, мезозонды которой рассматриваются В. И. Смирновым (1963) как характерный пример миогеосинклинального развития складчатой области, является богатой золотоносной провинцией. Всего в породах Чукотки нами сделано 105 определений золота. В общих чертах выявляется тот же характер относительных соотношений концентраций золота в разных типах пород, который был установлен в Западной Сибири. Однако при этом сразу же отмечаются почти на половину порядка — порядок более низкие абсолютные содержания золота в одноименных породах Чукотки. На первых порах это обстоятельство вызывает недоумение: ведь рудная

Таблица 7

Содержание золота в породах Западной Чукотки (аналитики  
Г. А. Пережогин и Л. К. Павлова)

Образец	Порода и место взятия образца	Au, г/т		
		по данным опытов		среднее
857	Гранит порфировидный 2-й фазы, Певекский массив	0,0026	0,0028	0,0027
856а	Гранит порфировидный 2-й фазы, Певекский массив	0,00046	0,00046	0,00046
854б	Гранит порфировидный 2-й фазы, Певекский массив	0,0031	—	0,0031
852	Гранит лейкократовый 3-й фазы, Певекский массив	0,00048	0,00053	0,0005
854а	Гранит лейкократовый 3-й фазы, Певекский массив	0,003	—	0,003
831а	Гранит-порфир 1-й фазы, Палынский массив	0,0009 0,0012	0,00092	0,0011
835а	Гранит аплитовидный 2-й фазы, Палынский массив	0,00043	0,00045	0,00044
832	Гранит аплитовидный 2-й фазы, Палынский массив	0,0021	—	0,0021
833а	Гранит-порфир 1-й фазы, Палынский массив	0,0014	—	0,0014
813	Гранит порфировидный 1-й фазы, Ичужеемский массив	0,0012	0,0013	0,0013
818	Гранит порфировидный 1-й фазы, Водораздельный массив	0,00055	0,00055	0,00055
685/172	Гранит биотитовый, Эмнукэнигтунский массив	0,0027	—	0,0027
	Всего по гранитам (20 анализов)	—	—	0,0014
866	Адамеллит 1-й фазы, Певекский массив	0,00110	0,00125	0,00120
868	Гранодиорит 1-й фазы, Певекский массив	0,00052	0,00054	0,00053
887	Гранодиорит, Пээкэнейский массив	0,0027	—	0,0027
840	Адамеллит 1-й фазы, Палынский массив	0,00032	—	0,00032
	Всего по гранодиоритам, адамеллитам (6 анализов)	—	—	0,0011
847б	Андезит-базальт, покров (Cr — Pg)	0,0015	—	0,0015
849	Дацил, покров (Cr — Pg)	0,0019	—	0,0019
848б	Липарит, покров (Cr — Pg)	0,0017	0,0015	0,0016
	Всего по кислым эффузивам (4 анализа)	—	—	0,0017

Т а б л и ц а 7 (продолжение)

Образец	Порода и место взятия образца	Ац, г/т		
		по данным опытов		среднее
894а	Габбро-диабаз, силл (Т <sub>1-2</sub> )	0,001	0,0012	0,0011
894в	Габбро-диабаз, силл (Т <sub>1-2</sub> )	0,0016 0,0019	0,0017	0,0018
126а/172	Диабаз, покров (Т <sub>1-2</sub> )	0,0028	0,0029	0,0028
141/172	Габбро-диабаз, покров (Т <sub>1-2</sub> )	0,0057	0,0062	0,0060
187/172	Амфиболит	0,0106	—	0,0110
	Всего по диабазам (10 анализов)	—	—	0,0036
130в/172	Аргиллит (С)	0,0018 0,002	0,002	0,002
897б	Аргиллит пиритизированный (Т <sub>1-2</sub> )	0,0055 *	0,0061 *	0,0058 *
891а	Карбонатно-глинистый сланец	0,0018	0,002	0,0019
891б	Мергелистый аргиллит (Т <sub>1-2</sub> )	0,002	0,0029	0,0025
850а	Углеродисто-глинистый сланец с жилками лимонита (Т <sub>1-2</sub> )	0,0069 *	0,0077 *	0,0073 *
888а	Углеродисто-глинистый сланец (Т <sub>2</sub> )	0,0012 0,0016	0,0012	0,0014
828а	Углисто-глинистый сланец (Т <sub>3</sub> )	0,00066	0,00066	0,00066
808в	Углисто-глинистый сланец (Т <sub>3</sub> )	0,0012	0,0019	0,0015
846	Филлит	0,0012	—	0,0012
845	Сланец метаморфизованный	0,0069 *	0,0073 *	0,0071 *
896а	Сланец (Т <sub>1</sub> )	0,0027	—	0,0027
364/172	Сланец глинистый (D <sub>2-3</sub> )	0,0021	—	0,0021
175в/172	Филитизированный сланец (D <sub>2-3</sub> )	0,001	—	0,001
272з/172	Глинистый сланец (С <sub>1</sub> )	0,0021	—	0,0021
885	Метаморфизованный сланец (Сг <sub>1</sub> )	0,0017	—	0,0017
861	Метаморфизованный сланец (Сг <sub>1</sub> )	0,0024	—	0,0024
824	Роговик по углисто-глинистому сланцу (Т <sub>1-2</sub> )	0,0025	—	0,0025
816а	Роговик по углисто-глинистому сланцу (Т <sub>1-2</sub> )	0,0011	—	0,0011
801	Глинистый сланец (Т <sub>1-2</sub> )	0,0014	—	0,0014
	Всего по сланцам (24 анализа)	—	—	0,0017
898	Песчаник аркозовый (Т <sub>1-2</sub> )	0,0006	0,00082	0,00071
900	Песчаник полимиктовый (Т <sub>1-2</sub> )	0,0021	0,0036	0,0028
895	Песчаник кварцевый с примесью туфового материала (Т <sub>1-2</sub> )	0,0014	—	0,0014
901	Туффит алевритовый (Т <sub>1-2</sub> )	0,0016	0,0014	0,0015

Таблица 7 (окончание)

Образец	Порода и место взятия образца	Au, г/т		
		по данным опытов	среднее	
902	Аркозовый алевролит с примесью (10%) диабазового туфового материала ( $T_{1-2}$ )	0,0013	0,0014	0,0014
903	Туфопесчаник ( $T_{1-2}$ )	0,0019	0,0019	0,0019
905	Алевролит ( $T_3$ ) с микроскопической импренацией пирита	0,0026 *	—	0,0026 *
888б	Песчаник аркозовый ( $T_2$ )	0,0008	0,00092	0,00086
808г	Известковистый песчаник ( $T_3$ )	0,00094	0,001	0,00097
90/172	Кварцевый алевролит с тонкими жилками кварца с вкрапленностью пирита	0,0028 *	—	0,0028
860а	Песчаник аркозовый ( $C_{r1}$ )	0,00065	0,001	0,00082
860б	Песчаник серицитизированный ( $C_{r1}$ )	0,0019	0,0019	0,0019
829а	Алевролит ( $T_{1-2}$ )	0,0042	0,0042	0,0047
		0,0055		
829б	Песчаник кварцевый ( $T_{1-2}$ )	0,00064	0,0006	0,00062
73б/172	Песчаник аркозовый ( $T_{1-2}$ )	0,00061	0,00063	0,00062
802	Роговик по песчанику ( $T_{1-2}$ )	0,001	—	0,001
803а	Роговик по песчанику ( $T_{1-2}$ )	0,0032	—	0,0032
816б	Роговик по песчанику ( $T_{1-2}$ )	0,0018	—	0,0018
878	Песчаник ( $C_{r1}$ )	0,0017	—	0,0017
896б	Песчаник ( $T_1$ )	0,001	—	0,001
	Всего по песчаникам (31 анализ)	—	—	0,0016
119а/172	Известняк ( $C_1$ )	0,0016	0,0019	0,0018

\* Анализы в подсчет средних содержаний по породам не включены.

золотоносность Чукотки далеко не беднее золотоносности Западной Сибири. Впрочем, разве кем-нибудь доказано существование пропорциональности между местными кларками золота в породах и масштабами рудных месторождений? В конечном счете мы лишь раз убеждаемся в несовершенстве априорных схем, возникших при анализе одних закономерностей, но которыми невольно пользуешься для объяснения других.

Обратимся к фактам. Наиболее высокие содержания золота устанавливаются в триасовых диабазах и габбро-диабазах (0,0011—0,011 г/т, по данным 10 определений); практически столь же высоки содержания золота в туфопесчаниках, туффитах, граувакко-

вых песчаниках и алевролитах, где они составляют в среднем 0,0024 г/т на основании 13 анализов (табл. 7). В кварцевых и аркозовых песчаниках и алевролитах, так же, как и в глинистых сланцах, по данным 21 анализа неизменных пород, содержание золота в среднем не превышает 0,0010 г/т. Оно слабо возрастает в пиритизированных породах и в породах, пересеченных микроскопическими кварцевыми и кварц-карбонатными жилками (табл. 7, сбр. 891а, б, 850а, 905, 90/172). Наиболее низкие содержания золота на Чукотке нами установлены в гранитах, где в среднем они едва достигают 0,0014 г/т (20 определений).

Итак, все полученные данные радиоактивационного анализа свидетельствуют об общих тенденциях понижения содержаний золота от ультраосновных и основных пород к кислым и от эффузивных к интрузивным — особенно в группе кислых пород; одновременно они свидетельствуют о региональных различиях концентраций золота в одноименных типах пород. Последнее позволяет лишь с большой оговоркой и с пониманием всей условности этой процедуры объединять результаты анализов для выявления общей закономерности распределения проб по типам пород.

В табл. 8—10 суммированы все результаты анализов пород, минералов и метеоритов. На рис. 1 приведены гистограммы частот распределения анализов.

Как видно из таблиц и рисунка, в общем при достаточно удовлетворительной плотности частот наименьшая дисперсия результатов свойственна гранитоидам и сланцам, наибольшая — габброидам, диабазам и порфирирам. Следовательно, даже до рассмотрения причин такого поведения золота мы можем судить о наибольшей представительности анализов гранитов и глинистых сланцев. Сложный характер распределения содержаний с двумя максимумами обнаруживается для группы осадочных кластических пород; он отражает общую тенденцию «очищения» песчаников от золота при переходе к аркозовым и мономинеральным кварцевым разностям и унаследованность граувакками высоких содержаний золота в эффузивах.

Содержание золота в тех или иных свитах и формациях, насколько позволяет нам судить анализ данных по Алтае-Саянской складчатой области и Чукотке, не находится в прямой функциональной зависимости от их возраста, но определяется количественным соотношением слагающих их различных типов пород с присущими им содержаниями золота. Содержания золота в ультраосновных породах изменяются от 0,0037 до 0,031 г/т (табл. 8). В какой мере это колебание содержаний может зависеть от глубины и степени дифференциации магмы, пока не ясно.

Содержания золота в метеоритах сопоставимы с результатами Гольдберга и Брауна (Goldberg, Brown, 1950), Винсента и Кроккета (Vincent, Crocket, 1960), Хамагучи и Курода (Hamaguchi, Kuroda, 1959). В хондритах они весьма равномерны и на

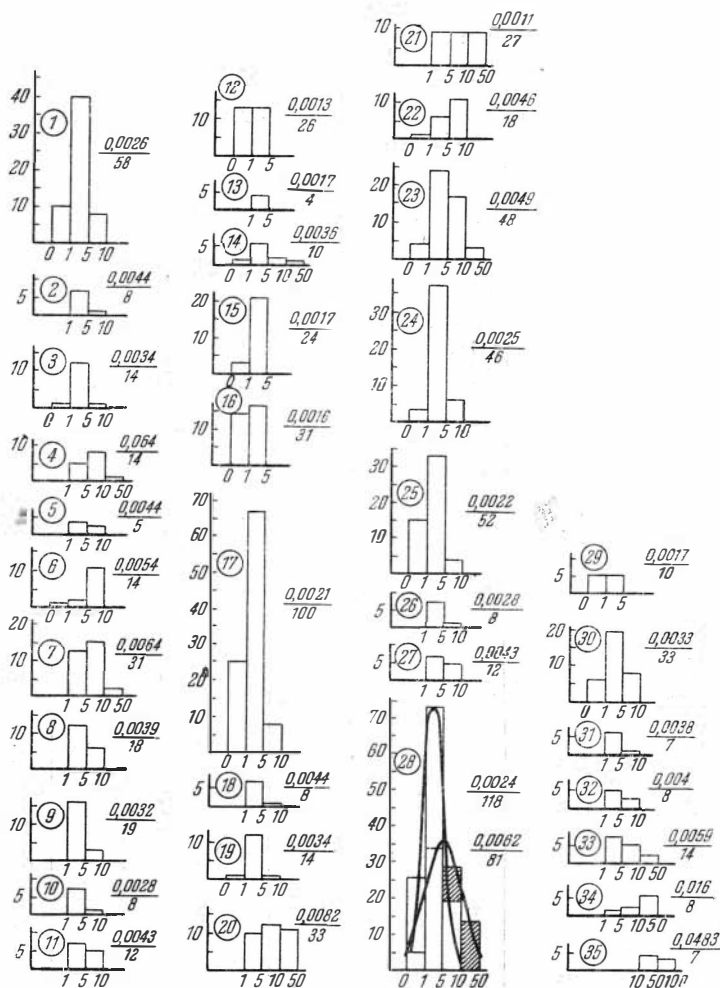


Рис. 1. Гистограммы частот распределения содержаний золота в породах и минералах

По оси ординат — количество анализов, по оси абсцисс — интервалы содержаний в  $10^{-3}$  г/т; дробь справа от гистограммы: в числителе — среднее содержание, в знаменателе — количество анализов.

Породы Алтае-Саянской складчатой области: 1 — гранитоиды; 2 — сиениты; 3 — диориты; 4 — габброиды; 5 — гипербазиты; 6 — кислые эффузивы; 7 — средние и основные эффузивы; 8 — глинистые сланцы, филлиты; 9 — песчаники; 10 — известняки; 11 — гнейсы. Породы Чукотки: 12 — гранитоиды; 13 — липариты и андезиты; 14 — габбро-диабазы и диабазы; 15 — глинистые сланцы; 16 — песчаники. Породы разных регионов: 17 — гранитоиды; 18 — сиениты; 19 — диориты; 20 — габброиды; 21 — гипербазиты; 22 — кислые эффузивы; 23 — средние и основные эффузивы; 24 — глинистые сланцы; 25 — песчаники; 26 — известняки; 27 — гнейсы; 28 — сопоставление данных по кислым и основным магматическим породам. Минералы магматических пород: 29 — кварц; 30 — полевые шпаты; 31 — мусковит; 32 — биотит; 33 — амфиболы; 34 — пироксены; 35 — магнетит



## Содержание золота в метеоритах и ультраосновных породах

Обра- зец	Состав метеоритов и пород	Место взятия	Au в параллельных анализах, г/т			Среднее содержа- ние Au, г/т
Метеориты						
1	Хондрит бронзито- оливиновый	Никольское	0,15	0,20	0,15	0,17
2	То же	Ставрополь	0,13	0,24	0,13	0,17
3	»	Оханск	0,18	0,22	0,14	0,18
4	Хондрит гипер- стен-оливиновый	Саратов	0,12	0,17	0,16	0,15
5	То же	Гроселибенталь	0,16	0,17	0,15	0,16
6	Ахондрит оливин- энстатитовый	Нортон Каунти	0,009	0,012		0,01
7	Железо	Сихотэ-Алинь	1,13	1,16		1,15
8	Троилит	Сихотэ-Алинь	0,084			0,084

*Ультраосновные породы*

436	Серпентинит	Кузнецкий Ала- тау	0,0035	0,0052	0,0043
477	Перидотит	Восточный Саян, Оспинский массив	0,0060		0,0060
478	Серпентинит	Забайкалье, Джи- динский массив	0,0034	0,0040	0,0037
1045	Дунит	Китай	0,0048	0,0044	0,0046
1046	»	»	0,024	0,027	0,031
			0,035	0,039	
1047	»	»	0,0046	0,0060	0,0053
1007	»	Урал, массив Рай- Из	0,015	0,016	0,015
1050	»	Урал	0,0092	0,012	0,011
1051	»	Урал, Уктуский массив	0,0055	0,0052	0,0053
1052	»	Урал, Елизаветин- ский массив	0,0052	0,0054	0,0053
1025	»	Полярный Урал, Сабель-Вайкар- ский массив	0,020	0,023	0,022
1009	»	Бассейн р. Хатан- ги, Гулинская интрузия	0,0048	0,0066	0,0056
1053	»	Албания, массив Булчиз	0,0037	0,0037	0,0037

Т а б л и ц а 9

## Содержание золота в минералах \*

Образец	Минерал и порода	Au, г/т		
		по данным опытов		среднее
26	Пироксен из габбро, Северо-Восточный Алтай	0,016	0,016	0,016
477	Пироксен из перидотита, Восточный Саян	0,0035	0,0052	0,0044
477	Диопсид из перидотита, Восточный Саян	0,016	0,023	0,02
31	Пироксен из габбро, Северо-Восточный Алтай	0,0093	0,04	0,025
477	Оливин из перидотита, Восточный Саян	0,013	0,014	0,014
446	Роговая обманка из нефелинового сиенита, Кузнецкий Алатау	0,0064	0,0072	0,0068
158а	Амфиболы из диорита, Юго-Восточный Алтай	0,024 0,013	0,0076	0,015
483	Роговая обманка из роговообманкового габбро, Кузнецкий Алатау	0,0024	0,0026	0,0025
484а	Амфиболы из роговообманкового габбро, Кузнецкий Алатау	0,0014	0,0028 0,0018	0,002
485	Амфиболы из диорита, Кузнецкий Алатау	0,0026 0,0035	—	0,0031
486а	Амфиболы из пегматоидного габбро, Западный Саян	0,0057	0,0058	0,0058
26а	Плагиоклаз из габбро, Северо-Восточный Алтай	0,0058	0,0068	0,0063
36а	Полевой шпат из гранита, Северо-Восточный Алтай	0,007	0,0079	0,0075
508б	Полевой шпат из гранита, Горная Шория	0,0049	0,0054	0,0052
70а	Микроклин из порфировидного гранита, Юго-Восточный Алтай	0,0049	0,0050	0,005
131а	Полевые шпаты из пегматита, Юго-Восточный Алтай	0,0017	0,0044	0,003
168	Микроклин из порфировидного гранита, Центральный Алтай	0,0013	0,0018	0,0016
171	Микроклин из порфировидного гранита, Центральный Алтай	0,0011	0,0014	0,0013
208	Плагиоклаз из пегматита, Юго-Восточный Алтай	0,0046	0,0054	0,005
231м	Плагиоклаз из гранита, Юго-Восточный Алтай	0,0019	0,0012	0,0016
231ф	Микроклин из гранита, Юго-Восточный Алтай	0,0062	—	0,0062
484б	Плагиоклаз из роговообманкового габбро, Кузнецкий Алатау	0,0015	0,002	0,0018

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

Образец	Минерал и порода	Au, г/т		
		по данным опытов		среднее
31	Плагиоклаз из габбро, Северо-Восточный Алтай	0,0035	0,0037	0,0036
486	Плагиоклаз из пегматоидного габбро, Западный Саян	0,0040	0,006	0,005
146	Полевой шпат из гранита, Юго-Восточный Алтай	0,0017	0,0026	0,0022
396/1	Полевой шпат из биотитового гранита **	0,0003	—	0,0003
586/9	То же	0,0002	—	0,0002
613/6	»	0,0005	—	0,0005
663/1	»	0,0005	—	0,0005
403/1	»	0,0003	—	0,0003
402/1	»	0,0002	—	0,0002
446	Нефелин из сиенита, Кузнецкий Алатау	0,0036	0,0042	0,0039
36	Кварц из гранита, Северо-Восточный Алтай	0,017 0,022	0,028	0,022 ***
4	Кварц из гранита, Северо-Восточный Алтай	0,0031	0,0036	0,0033
508a	Кварц из гранита, Горная Шория	0,01	0,012	0,011 ***
1316	Кварц из гранита, Юго-Восточный Алтай	0,0067	0,0071	0,0069 ***
396/1	Кварц из биотитового гранита **	0,0008	—	0,0008
537/2	То же	0,0042	—	0,0042
586/9	»	0,0006	—	0,0006
613/6	»	0,0004	—	0,0004
663/1	»	0,0002	—	0,0002
702/1	»	0,0004	—	0,0004
403/1	»	0,0011	—	0,0011
402/1	»	0,0025	—	0,0025
501	Мусковит из пегматита, Юго-Восточный Алтай	0,0046	0,0048	0,0047
502	Мусковит из грейзена, Юго-Восточный Алтай	0,0041	0,0055	0,0047
505	Мусковит из грейзена, Центральный Алтай	0,0027	—	0,0027
507	То же	0,0023	0,0036	0,003
503	Биотит из пегматита, Юго-Восточный Алтай	0,0043	0,0065	0,0054
504	Биотит из гранита, Центральный Алтай	0,0038	0,0041	0,0039
508a	Биотит из гранита, Горная Шория	0,0051	0,0052	0,0051
146	Биотит из гранита, Юго-Восточный Алтай	0,0017	0,0017	0,0017

Таблица 9 (окончание)

Образец	Минерал и порода	Au, г/т		
		по данным опытов	среднее	
130-60	Магнетит из габбро, Сибирская платформа	0,013	0,017	0,015
509	Магнетит из диорита, Горная Шория	0,039	0,041	0,04
510	То же	0,08 0,1	0,086	0,09
64г	Турмалин из гранита, Юго-Восточный Алтай	0,017	0,018	0,018
131в	Турмалин из пегматита, Юго-Восточный Алтай	0,0067	0,0071	0,0069
124	Сфен, Кузнецкий Алатау	0,0036	0,0042	0,0039
609	Пирит метасоматический, Берихуль	0,82	0,87	0,84
614б	То же	0,29	0,25	0,27
615б	Пирит метасоматический в хлоритовом сланце, Кузнецкий Алатау	0,21	0,22	0,215
	Пириты из кварцевых жил	8	4	—
	То же	3	2	—
	»	5	10	—
	»	8,0	6,5	—

\* Анализы выполнены Г. А. Пережогиним, по Колыванскому массиву — Г. Н. Аношиным.

\*\* Минералы из гранитов Колыванского массива, Северо-Западный Алтай.

\*\*\* Результаты, не включенные в подсчет средних содержаний.

порядок выше, чем в ахондритах, а также в основных и ультраосновных породах. Наиболее высокое содержание золота установлено в железе из Сихотэ-Алинского метеорита; троилит из того же метеорита содержит его значительно меньше. В соотношениях содержаний золота между составными частями метеоритов значительно ярче отражается сидерофильность его свойств, чем халькофильность.

Средние содержания золота в разных типах пород, как видно из табл. 10, отличаются мало, повышаясь от 0,0020 г/т в гранитах до 0,011 г/т в гипербазитах. Разница средних содержаний золота в породах близких типов всего около 10—30% и не превышает в среднем половины порядка между крайними типами. При таком положении неизбежно должны исчезнуть все выявляемые закономерности распределения золота в различных породах, если воспроизводимость анализов в среднем понизится до 30—40%.

Результаты анализа мономинеральных фракций показывают тенденцию понижения средних содержаний золота от железомagneзиальных силикатов к полевым шпатам, что соответствует более высокому среднему содержанию золота в породах относительно более железистых и основных (табл. 9). Как следует из гисто-

Таблица 10

## Средние содержания золота в породах и минералах

Порода, минерал	Число анализов	Среднее содержа- ние Au, г/т	Порода, минерал	Число анализов	Среднее содержа- ние Au, г/т
Граниты . . . . .	86	0,0020	Пироксены . . . . .	8	0,016
Гранодиориты . . . . .	14	0,0024	Оливины . . . . .	2	0,014
Сиениты . . . . .	8	0,0044	Амфиболы . . . . .	14	0,0059
Диориты . . . . .	14	0,0034	Биотиты . . . . .	8	0,004
Габбро . . . . .	33	0,0082	Нефелины . . . . .	2	0,0039
Гипербазиты . . . . .	27	0,011	Мусковит . . . . .	7	0,0038
Риолиты . . . . .	18	0,0047	Сфен . . . . .	2	0,0039
Порфириты и диабазы	48	0,0049	Полевые шпаты из гра- нитов, пегматитов, габ- бро . . . . .	33	0,0033
Глинистые сланцы . . .	46	0,0025	Кварц из гранитов . .	10	0,0017
Песчаники . . . . .	52	0,0022	Магнетит из габбро и диоритов . . . . .	7	0,0483
Известняки . . . . .	8	0,0028	Турмалин из гранитов и пегматитов . . . . .	4	0,0125
Гнейсы . . . . .	12	0,0043	Пирит метасоматиче- ский . . . . .	6	0,44
Грейзены . . . . .	6	0,019	Пирит жильный . . . .	8	5,8
Международные стан- дарты*:					
гранит $G = 1$ . . .	17	0,0046			
диабаз $W = 1$ . . .	8	0,0050			

\* По Винсенгу и Кроккету, среднее содержание золота в  $G = 1 = 0,0045$  г/т, в  $W = 1 = 0,0084$  г/т; по Хамагучи —  $W = 1 = 0,0049$  г/т.

грамм частот распределения проб, относительно более близким к истинному можно считать среднее содержание золота, установленное в полевых шпатах, мусковите и биотите. Наибольшую дисперсию результатов анализа при их малом количестве и, следовательно, непредставительности средних содержаний отметим для кварца из гранитоидов и магнетита. Наибольшее количество проб этих минералов находится в первом интервале концентраций, что дает основание предполагать наличие в нем самых низких содержаний золота, особенно в кварце. Эти содержания, по-видимому, искажены какими-то наложениями. О низких содержаниях золота в кварце гранитоидов позволяют принципиально судить крайне низкие содержания золота в кварцевых песчаниках.

Таковы выявленные особенности распределения золота в породах, минералах и метеоритах. Но можно ли их использовать для объяснения закономерностей распределения рудных концентраций золота в рудных провинциях? Можно ли тем более установить зависимость этих закономерностей от общего хода химической эволюции планеты и ее коры? На эти вопросы нам помогает ответить анализ отношений частных кларков в разных типах пород.

## КЛАРКОВЫЕ ОТНОШЕНИЯ И ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Какие же особенности геохимии золота отражают приведенные в предыдущей главе его содержания в разных типах пород? Сам по себе факт постепенного уменьшения концентрации золота от метеоритов и ультраосновных пород к базальтоидам и гранитоидам при его устойчивых низких содержаниях в глинистых сланцах и особенно в кварцевых и аркозовых песчаниках (табл. 10) еще не раскрывает зависимости баланса золота в процессах формирования геохимических систем земной коры от его свойств. Вместе с тем нет оснований сомневаться, что именно эти процессы запечатлены каким-то образом в различных частных кларках всех химических элементов, включая золото. Также трудно сомневаться в существовании законов, контролирующих распределение всех элементов в геохимических системах. Кроме того, нельзя отрицать зависимости распределения в природе химических элементов от их химических свойств. Но корреляция химических свойств элементов непосредственно с числами кларков для выявления законов распределения к желаемому результату не приведет, так как распространенность элементов обусловлена зарядом ядра и соотношением в нем числа нуклонов, а распределение элементов — их химическими свойствами, т. е. конфигурацией электронных оболочек.

Для корреляции закономерностей строения и распределения элементов мы попытались использовать отношения их частных кларков в геохимически связанных системах. Отношения количества атомов в исходных и конечных продуктах процессов неизбежно зависят от химических свойств элементов. Поэтому мы вправе ожидать выявления общих тенденций их связи при совместном рассмотрении.

Развитие в последние годы «холодной» гипотезы формирования Земли и аргументация А. П. Виноградовым (1959) ее химической эволюции путем расщепления и дегазации метеоритного вещества мантии вызвали попытки именно на этой основе объяснить геохимическую сущность взаимосвязи главнейших типов горных пород земной коры.

В зависимости от атомных номеров химических элементов нами рассмотрены отношения их частных кларков в производных природных системах, к исходным; например, отношение среднего содержания элемента в базальтоидах к его содержанию в метеоритном веществе и др. Возникновение базальтового слоя земной коры, согласно А. П. Виноградову (1959), обязано выплавлению легкоплавкой фракции из вещества, близкого по составу к хондрикам. Дуниты и перидотиты рассматриваются как остаточная, наиболее тугоплавкая фракция исходного вещества. Механизм выплавления уподобляется процессу зонной плавки, суть которой сводится к фракционированию вещества при фазовых переходах,

вызванных неоднократным прохождением через вещество зоны селективного плавления.

Воспользовавшись данными А. П. Виноградова (1962), рассмотрим в последовательности возрастания атомных номеров отношения частных кларков в базальтоидах к кларкам в каменных метеоритах ( $C_v/C_\mu$ ), в гранитоидах к кларкам в глинистых сланцах ( $C_\gamma/C_c$ ), кларков в сланцах к кларкам в базальтоидах ( $C_c/C_v$ )

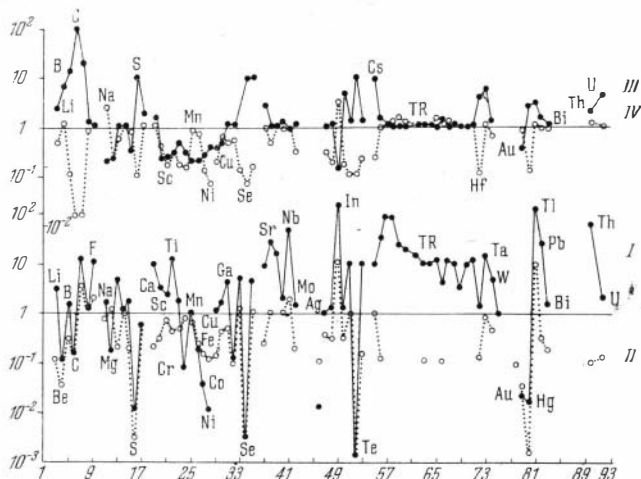


Рис. 2. Отношения частных кларков элементов в генетически связанных геохимических системах

$$I - \frac{C_v}{C_\mu} ; II - \frac{C_\delta}{C_\mu} ; III - \frac{C_c}{C_v} ; IV - \frac{C_\gamma}{C_c} \quad (\text{частные кларки элементов})$$

ментов.  $C_\mu$  — в каменных метеоритах,  $C_v$  — в базальтоидах,  $C_\delta$  — в дунитах,  $C_\gamma$  — в гранитоидах,  $C_c$  — в сланцах по А. П. Виноградову (1962). По оси абсцисс — атомные номера, по оси ординат — значения отношений в логарифмическом масштабе

и, наконец, частных кларков в дунитах к кларкам в метеоритах ( $C_\delta/C_\mu$ ).

Кривая  $C_v/C_\mu$  (рис. 2) имеет наибольшую амплитуду, на один-два порядка превышающую амплитуды кривых остальных анализируемых отношений, что отражает количественно первостепенное значение в развитии земной коры процессов расщепления хондритового вещества мантии. Отношение  $C_v/C_\mu$  обнаруживает периодическую зависимость от заряда ядра, осложненную влиянием структуры их электронных оболочек. Характерна предпочтительность повышения концентраций в базальтоидах нечетных элементов по сравнению с метеоритами. Почти все низкие положения точек кривой отвечают четным элементам. Как известно (Ферсман, 1953), преобладание в легкоплавкой остаточной фракции силикатного расплава нечетных элементов наиболее ярко проявлено

в ультракислом остатке. Отклонение от этой закономерности и изменение конфигурации кривой  $C_v/C_\mu$  обуславливаются поведением Cu, Sr, Ba, Re и некоторых других элементов. По-видимому, низкое положение точки Cu связано с отмеченной А. П. Виноградовым (1962) повышенной распространенностью меди в метеоритном веществе, а нечетный элемент — рений — аномально пониженной концентрацией в базальтоидах, очевидно, обязан нормально низкому содержанию в них своего «хозяина» — четного элемента молибдена. Другие отклонения от закономерности еще нуждаются в объяснении.

Достройка внутренних электронных уровней элементов и соответствующее повышение потенциалов понизации (см. табл. 2) определенно влекут за собой понижение величины отношения  $C_v/C_\mu$ . Особенно четко проявляется обратная корреляция ионизационных потенциалов и отношений  $C_v/C_\mu$  для переходных элементов (см. табл. 2 и рис. 2). Появление в атомной структуре  $d$ -электронов (начиная с 21Sc) постепенно понижает эффект экранирования, увеличивает связь валентного электрона с ядром, т. е. повышает ионизационный потенциал. При этом соответственно увеличивается химическая инертность элементов, уменьшается отношение их кларков в базальтоидах к кларкам в метеоритах, т. е. отношение между кларками в легкоплавкой фракции и исходном субстрате. С увеличением атомного номера и уменьшением распространенности элементов наблюдается некоторая общая тенденция возрастания отношения  $C_v/C_\mu$ , что само по себе чрезвычайно интересно, так как выражает преимущественную зависимость первичной дифференциации вещества Земли не от сил гравитации, как было принято долгое время считать, а от химических свойств элементов и закона действия масс. Показательно периодическое понижение  $C_v/C_\mu$  для элементов VII группы системы Д. И. Менделеева.

Отношение частного кларка золота в базальтоидах к его кларку в метеоритах 0,04. Такого же порядка эта величина у  $d$ -элементов, начиная с хрома, и у платиноидов. С названными элементами золото роднит низкий коэффициент концентрации в габброидах как следствие химической инертности металлов, выражаемой их высокими ионизационными потенциалами и электроотрицательностями. При расщеплении вещества мантии золото вместе с упомянутыми металлами в количестве всего 4% переходит в базальтоиды, но в большей части остается в тугоплавкой остаточной фракции. Некоторым диссонансом сказанному может показаться, на первый взгляд, на один порядок более низкое содержание золота в дунитах по сравнению с метеоритами. Однако для объяснения этого обстоятельства можно предположить, что существенная часть золота в дунитах обособляется совместно с платиноидами в остаточных концентрациях (типа хромитовых шпиров в уральских платиноносных массивах).



Все уменьшающаяся роль четных и возрастающая роль нечетных элементов во все более поздних и кислых продуктах кристаллизации, отраженная в характере кривых отношений кларков в базальтоидах и дунитах к кларкам в каменных метеоритах, является ведущим принципом процессов дифференциации вещества, связанных с фракционированием при фазовых переходах. Этому принципу принадлежит серьезная роль в геохимической эволюции земной коры. В этом также убеждает анализ отношений кларков элементов в гранитоидах к кларкам в сланцах. Кривая этого отношения для главных петрогенных элементов средней части таблицы Д. И. Менделеева, особенно относящихся к III и IV периодам, следует закономерностям только что рассмотренных отношений. Такое поразительное сходство может быть объяснено исключительно тождеством принципов дифференциации вещества. Иными словами, однотипность кривых  $C_v/C_\mu$  и  $C_v/C_c$ , отражая связь гранитов и сланцев посредством цепочки фазовых переходов, вполне отвечает представлениям о происхождении подавляющей массы гранитоидов за счет плавления пород сиалической оболочки.

В этой же связи показательна значительно меньшая концентрация в гранитах большинства малых элементов, чем в глинистых сланцах. Примерно в такой же мере содержание большинства элементов в гипербазитах ниже, чем в каменных метеоритах (см. рис. 2, II и IV). Подобное сходство не случайно. Эти два типа горных пород, имеющих столь различный состав, в какой-то мере сближает их остаточный характер. Дуниты и перидотиты представляют наиболее тугоплавкий остаток исходного метеоритного вещества (Виноградов, 1959). Граниты можно также рассматривать как наиболее тугоплавкую ассоциацию элементов гранитной магмы. Легкоплавкая, т. е. по существу в данном случае летучая фракция, отделяясь при кристаллизации, обуславливает образование постмагматических месторождений. Подобный вывод звучит несколько парадоксально, ибо мы привыкли считать гранитную эвтектику наиболее низкотемпературной. Это действительно так, если ее сравнивать с более высокотемпературными, более основными эвтекниками, имеющими аналогичное происхождение.

Отношение частного кларка золота в гранитоидах к его кларку в сланцах  $C_v/C_c$  примерно 0,9. Столь близкую к единице величину настоящего отношения можно расценить как свидетельство очень слабой степени выноса золота из гранитных магм, возникших за счет расплавления столь же бедных золотом сланцевых формаций. Развивая мысль, мы вправе допустить значительно больший вынос золота с летучими из гранитоидных магм, образующихся за счет субстрата, обогащенного базальтическим веществом, поскольку частный кларк золота в гранитоидах практически вдвое ниже его кларка в основных породах.

Чем же объясняется низкое содержание золота в глинистых сланцах и в какой мере оно отражает общие закономерности

геохимической эволюции этого важнейшего класса осадочных пород?

Средний состав осадочных пород близок к составу земной коры. Однако если в настоящее время осадки представляют продукт разрушения и переотложения примерно одной части основных и двух частей кислых пород, то на заре геологической истории Земли, когда верхняя часть коры была, как считается, существенно базальтоидной, валовой состав осадков должен был соответствовать основным породам.

Независимыми способами подсчитано (Барт, 1962; Лопатин, 1953; Лебедев, 1957), что полное переотложение вещества осадочных пород земной коры за 3—4 млрд. лет имело место по меньшей мере несколько десятков раз. Сопоставимое число раз осадочные породы подвергались метаморфизму и переплавлению. В силу постоянной направленности многократно повторенной дифференциации вещества при осадкообразовании и при фазовых переходах в эндогенных процессах средний состав осадков постепенно претерпел эволюцию до современного. Осадочная дифференциация обусловлена разлитием строения, свойств, а потому и судеб элементов.

Экзотенное разрушение горных пород как известно, сводится к окислению, гидратации и растворению лишь тех компонентов, которые поддаются этим процессам, и практически только к измельчению наиболее устойчивых компонентов. Коллоидно-дисперсные минералы входят затем в основу глинистых отложений, образующих более 70% осадочных пород; кластическая фракция дает песчаники, слагающие около 20% осадочного покрова, а наименее растворимые при повышенных pH в морской воде гидраты слабых оснований Ca, Mg, Mn, Fe, Cu, V, Co, Mo, P концентрируются в хемогенных, частично биогенных отложениях. Глинистыми минералами и отчасти другими сорбентами захватываются из морской воды комплексные кислородные соединения катионов с низким ионным потенциалом (U, W, As, Ta, Nb, Be, B, Sn и др.). Содержание этих элементов в глинистых отложениях по сравнению с содержанием их в других типах пород повышено и имеет склонность к возрастанию во времени наряду с постепенным понижением концентрации Ni, Co, Fe, Ca, Mg, Mn, Au, Na и некоторых других элементов, сорбция которых глинами из воды весьма ограничена (Виноградов, Ронов, 1955; Ронов, 1964).

Таким образом, цикличность геологических процессов и их направленность обусловили за всю геологическую историю вполне определенное изменение среднего состава глинистых сланцев, выраженное величиной отношения кларков элементов в сланцах к их кларкам в базальтоидах:  $C_c/C_r$ .

Кривая  $C_c/C_v$  имеет совершенно иной характер, чем ранее рассмотренные. Это связано с различием принципов дифференциации вещества при осадкообразовании и при фазовых переходах. Анализ кривой  $C_c/C_v$  показывает, что наибольшая концентрация в слан-

цах характерна для эффективных комплексообразователей с низкими ионными потенциалами и гидролизатов (см. рис. 2, III). Таким образом,  $C_c/C_v$  выражает тенденцию изменения концентраций элементов в сланцевых отложениях и результирующий эффект таких изменений за всю историю развития на земной поверхности процессов выветривания и морского осадкообразования.

Анализируя отношение  $C_c/C_v$  для золота, составляющее 0,6, можно констатировать, что этот элемент не обнаруживает склонности к накоплению в морских глинистых отложениях. Учитывая, кроме того, его крайне низкое содержание в Мировом океане, равное 0,000004 мг/л (Гольдберг, 1963), для составления баланса золота мы вынуждены предположить наличие каких-то осадков, концентрирующих этот элемент. Не исключено, что такими осадками могут оказаться калийные соли, содержание золота в которых по нескольким определениям в образцах из Страсбургского бассейна составило 0,006, 0,008 и 0,013 г/т, против 0,0005 г/т в галите. Однако этот вопрос нуждается в дополнительных исследованиях и потому здесь не рассматривается.

Подводя итог изложенному, подчеркнем главную мысль: отношения частных кларков генетически связанных систем выражают направленность и итог миграции химических элементов за всю многоцикличную историю формирования земной коры. Направление и интенсивность миграции элементов в геохимических процессах обусловлены их периодическими свойствами и соответственно квантово-механическими особенностями их строения. Этим объясняется устанавливаемая периодичность кларковых отношений, которую можно сформулировать следующим образом: отношения частных кларков в генетически связанных геохимических системах определяются периодическими свойствами элементов. Настоящая зависимость вовлекает обширный материал по распределению элементов в сфере анализа с позиций периодического закона. Подобный анализ помогает увидеть обусловленность изменения концентрации элементов в конечных продуктах геохимических процессов относительно исходных как свойствами элементов, вытекающими из их положения в периодической системе Д. И. Менделеева, так и особенностями самих процессов. Устанавливаемые подобным образом закономерности позволяют объективно судить о геохимических принципах дифференциации вещества земной коры и приближают нас к пониманию общей направленности эволюции ее состава.

В общем порядке кларковых отношений элементов с различными свойствами раскрывается генетический смысл особенностей распределения золота по типам пород. В частности, создается теоретическая предпосылка для рассмотрения рудных концентраций золота как побочного по масштабу, но вполне закономерного продукта главных геохимических процессов. Для анализа условий

рудобразования мы еще неоднократно будем обращаться к рассмотрению кларковых отношений элементов.

Следующим этапом реконструкции геохимического баланса золота явилось изучение его парагенезисов с другими элементами.

## ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЗОЛОТА

Относительное постоянство и специфичность концентраций золота в разных по составу породах и минералах свидетельствуют об определенной упорядоченности его распределения. Для выяснения ее степени и характера на электронно-счетной машине были выявлены корреляционные связи содержаний золота и петрогенных элементов, а также элементов-примесей в изверженных и осадочных породах Алтае-Саянской складчатой области и Западной Чукотки. При одновременном включении в выборку интрузивных, эффузивных и осадочных пород никаких корреляционных связей между различными элементами и золотом не было установлено, что, естественно, объясняется искусственным совмещением генетически и, следовательно, количественно различных парагенетических ассоциаций. Совместное включение в выборку интрузивных и эффузивных пород также не позволило выявить корреляционные связи золота с какими бы то ни было элементами. Выборка 25 проб одних интрузивных пород различного состава от гранитов до габбро обнаруживает одновременную положительную прямую корреляцию золота с медью, закисным и окисным железом. Значение коэффициентов корреляции следующее:  $r_{\text{Au-Cu}} = 0,5$ ;  $r_{\text{Au-Fe}_2\text{O}_3} = 0,51$ ;  $r_{\text{Au-FeO}} = 0,55$ . Связь золота с остальными петрогенными и рудными элементами характеризуется ничем незначущими цифрами.

Выборка 30 проб осадочных пород (песчаников и сланцев) устанавливает корреляцию содержаний золота с медью  $r_{\text{Au-Cu}} = 0,51$  и с магнием  $r_{\text{Au-MgO}} = 0,61$ . В этой же выборке устанавливается положительная корреляция меди с закисным железом и магнием при одновременной корреляции содержания в породах закисного железа и магния:  $r_{\text{Cu-FeO}} = 0,56$ ;  $r_{\text{Cu-MgO}} = 0,5$ ;  $r_{\text{Fe-MgO}} = 0,57$ .

Ранее нами была описана корреляционная зависимость средних содержаний золота в шести типах интрузивных пород от гранита до дунита, по А. Н. Заварицкому (1955), от средних содержаний в этих породах магния ( $r_{\text{Au-MgO}} = 0,81$ ) при вероятности 99% (Щербаков, Пережогин, 1964). В той же работе приводятся данные о прямой корреляции содержаний золота с содержаниями ванадия, меди, окисного и закисного железа и магния, установленные в выборках из 13 и 29 проб интрузивных пород. При включении в любую из наших выборок данных по эффузивным породам корреляция содержаний золота со всеми компонентами нарушается, на основании чего можно судить о некотором различии форм нахождения золота в эффузивных и глубинных породах.

Резюмируя сказанное, считаем важным подчеркнуть существенную для понимания форм нахождения золота в интрузивных

породах характерную корреляцию его содержаний в этих породах с магнием, железом и медью, а также унаследованность этой корреляции песчаниками и глинистыми сланцами. Подобная унаследованность при общем более низком уровне концентрации в последних породах всех упомянутых элементов по сравнению с интрузивными породами может свидетельствовать только об одновременном унаследовании и форм нахождения золота. Обращает на себя внимание «утрата» корреляции содержаний золота с содержаниями магния в первой из рассмотренных выборок проб интрузивных пород. Настоящее обстоятельство мы склонны объяснить включением в выборку пород главным образом кислых и средней основности, т. е. мало отличающихся по содержаниям магния. Корреляция содержаний золота и магния начинает проявляться с преобладанием в выборке основных пород, и коэффициент этой корреляции, видимо, не случайно наиболее высок при одновременном участии в выборке кислых, средних, основных и ультраосновных пород.

Главным итогом проведенного статистического анализа можно считать выявление в двух больших классах пород корреляционных связей золота с магнием, железом и медью. Генетическое значение этих связей мы рассмотрим в следующей главе, теперь же обратимся к элементам, сопутствующим золоту в рудных месторождениях.

Разнообразие парагенетических с золотом рудных ассоциаций в значительной мере обусловлено составом и происхождением магм, с которыми связаны месторождения. В дунитах золото встречается совместно с платиной, осмием, иридием, рутением и родием при малой роли в рудах палладия в твердых растворах с платиноидами, а в самородном виде приурочено главным образом к шпировым выделениям хромита. Названные металлы характеризуются высокими потенциалами ионизации (см. табл. 2), ярко выраженной сидерофильностью, тугоплавкостью и одновременно повышенными частными кларками в метеоритах и ультраосновных породах по сравнению с базальтоидами, т. е. отношением  $C_v/C_n < 1$  (см. рис. 1, табл. 11). Подобное сочетание свойств металлов и приуроченность их рудных концентраций к хромитовым шпиром объяснимы процессами сегрегации в ультраосновной магме — наиболее тугоплавком продукте расщепления метеоритного вещества мантии. Однако существует мнение о гидротермальном происхождении упомянутых руд. Не исключено гидротермальное преобразование первоначально магматических руд. Затронутый вопрос дискуссионен и нуждается в дополнительных исследованиях.

В основных породах характерен рудный парагенезис золота с сульфидами меди, никеля, железа и платиноидами, особенно с наиболее халькофильным из них палладием. Здесь преобладают металлы, халькофильные свойства которых выражены сильнее сидерофильных. Вместе с тем обращает на себя внимание концентрация совместно с золотом в рудах среди основных пород только тех

## Ряды возрастающих кларковых соотношений и рудоносность магм

Рудоносность ультраосновных магм ( $C_v/C_\mu < 1$ )

Os	Ir	Ni	Pd	Au	Pt	Cr	Mg	Fe	Mn	Ag	Sn	Cd	Hf	Bi	Mo	Zn	V
0,1	0,01	0,01	0,02	0,04	0,05	0,08	0,3	0,3	1,0	1,0	1,5	1,9	2,0	2,3	2,3	2,6	2,8
			Zr	U	Li	W	Ti	Ta	Pb	TR	Sr	Ba	Nb	Th	Tl	In	
			3,3	3,3	5,0	6,6	18	24	40	10—90	44	50	66	75	200	220	

Рудоносность габброидных магм ( $C_v/C_v < 1$ )

Ni	Co	Sc	Cu	V	Ti	Sb	Mn	Fe	Zn	Ag	Au	Cd	Pd	Pt	Mo	Hg	Nb	Hf	Bi	W	Sn	Zr	TR	Pb	Li
0,05	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,9	1,0	1,0	1,4	1,5	2,0	2,0	1,5—3,3	2,5	2,7

Ba	Th	U	Ta	Tl	Be
2,8	6,0	7,0	7,3	7,5	13,75

## Рудоносность гранитоидных магм

возникших за счет плавления пород повышенной основности ( $C_c/C_v < 1$ )

Fe	Sc	Co	Au	Cu	Ni	Zn	V	Ag
0,4	0,4	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	1,0

возникших за счет плавления существенно глинисто-сланцевых пород ( $C_c/C_v > 1$ )

Bi	Mo	Cd	Ga	TR	Sb	Zr	W	Pb	Ba	As	Th	Li	Hg	Tl	Hf	Sn	Ta	Be	Te	Se	Cs	B
1,4	1,4	1,6	1,7	1,0—2,5	2,0	2,0	2,0	2,5	2,7	3,3	3,7	4,0	4,4	5,0	6,0	6,7	7,3	7,5	10	12	12	20

Частные кларки:  $C_\mu$  — в каменных метеоритах,  $C_v$  — в базальтоидах,  $C_v$  — в гранитоидах,  $C_c$  — в глинистых сланцах (Виноградов, 1962).

халькофильных и сидерофильных элементов, частный кларк которых в габброидах выше, чем в гранитах (табл. 11). Так, халькофильные свинец, таллий, олово наряду с сидерофильным молибденом в месторождениях, связанных с основными магмами, заметных концентраций не образуют. Определенная зависимость рудного парагенезиса в основных породах одновременно от свойств и относительной распространенности элементов, естественно, не может не учитываться при анализе возможных источников металлов для месторождений, для которых не наблюдается пространственной связи с основными интрузиями.

Если ассоциации металлов, сопутствующих золоту в связи с гипербазитами и габброидами, определены и четко ограничены соответствующими величинами кларковых отношений, то в связи с гранитоидами, строго говоря, таких ограничений нет. Специфичность парагенезисов в золоторудных месторождениях, приуроченных к гранитоидным массивам, часто характеризуется присутствием элементов, кларк которых в гранитах выше, чем в габброидах (таких, как вольфрам, свинец, барий, уран и др.). Однако не менее часто в их составе одновременно или исключительно присутствуют элементы, в большей степени концентрирующиеся в основных породах, например медь, цинк, мышьяк и др. Необходимую ясность в вопрос о зависимости рудных парагенезисов от состава магм в данном случае вносит анализ геологической позиции рудоносных гранитоидных массивов.

Гранитоидные комплексы, развивающиеся в пределах вулканогенно-сланцевых отложений с преобладанием в их составе вещества базальтоидов, как позволяет заметить рассмотрение обширных материалов по различным рудным провинциям, сопровождаются концентрациями элементов, преимущественно с  $C_c/C_v > 1$  (табл. 11). Подобная корреляция металлоносности гранитоидов с составом вмещающих их толщ устанавливается в структурно-формационных зонах эвгеосинклинального типа (Щербаков, 1964).

Гранитоидные комплексы в пределах флишеидно-сланцевых формаций, обыкновенно наложенных вторичных мегэосинклиналей, сопровождаются металлоносностью с присутствием элементов, характеризующихся более высоким частным кларком в сланцах по сравнению с базальтоидами ( $C_c/C_v > 1$ , табл. 11). Констатируя пока этот сам по себе весьма примечательный факт, мы собираемся вернуться к его геохимической интерпретации в последних главах книги после рассмотрения материалов по распределению в рудных провинциях месторождений золота в зависимости от их генезиса, состава сопутствующих золоту элементов и вмещающих золоторудные узлы формаций.

## ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ ЗОЛОТА

Давно уже известно разнообразие состава примесей в самородном золоте. Более всего привлекало внимание различие концентрации в нем главной примеси — серебра (Renowantz, 1788). В начале столетия установлены геологическая автономность концентраций высоко- и низкопробного золота и в определенных случаях их совмещение (Beyschlag, Krusch, Vogt, 1913). Исчерпывающая для того времени библиография по вопросу о сопутствующих золоту элементах приводится В. И. Вернадским (1955). Данные о содержании в золоте малых примесей для ряда рудных районов опубликованы О. Е. Звягинцевым (1941).

Повышение пробности золота в россыпях по мере удаления от коренных источников устанавливается во многих провинциях. Н. Х. Фишер (Fisher, 1945) считает даже возможным назвать среднюю величину повышения пробности золота — от 0,3 до 7,5 пробных единиц на каждый километр россыпи. Систематически несколько более высокая пробность мелкого россыпного золота относительно крупного указывается для разных месторождений П. И. Ошаровым (1942).

Повышение пробности золота в зоне окисления на 24—28% установлено для Кочкарского месторождения Н. К. Высоцким (1900); подобное увеличение пробности (до 17%), согласно Н. Х. Фишеру (Fisher, 1945), имеет место на выходах золоторудных жил Новой Зеландии, Австралии и Индонезии. М. Н. Альбов (1960) считает, что пробность золота в зоне окисления повышается тем больше, чем ниже она была в первичных рудах. М. Н. Альбову удалось высчитать, что повышение пробности золота в зонах окисления в пределах нескольких десятков пробных единиц обуславливается развитием на золотинках высокопробной каймы.

Сложнее уловить зависимость концентрации элементов-примесей в золоте от условий формирования эндогенных месторождений. «Очищение» золота от примесей с понижением температуры рудообразования отмечал А. Е. Ферсман (1931, 1953). Анализ данных о составе и размещении россыпного золота в Яно-Колымском поясе позволил Н. А. Шило (1963) утверждать, что преимущественное развитие электрума в периферической части этой золотоносной провинции является частным случаем геохимической горизонтальной зональности, а колебания серебристости золота в месторождениях одного рудного поля подчеркивают вертикальную зональность рудопроявлений.

Нами изучалось золото из коренных и россыпных месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая, имеющих различный генезис, возраст и геологическое положение. После очищения от механических примесей и микроскопического исследования в отраженном свете золото подвергалось спектральному и частично рентгено-спектральному анализу. В результате более чем



Таблица 12

## Содержание элементов-примесей в золоте Горного Алтая

Месторождение, место отбора проб	Ag*	Ca	Mg	Hg	Ni	Bi	Cu	Zn	Pb	Te	Cd	Sr	Ti	As	Ga	Cl	Fe	P	V	Sn	Содержание в пробах г/т	Анализ число проб
Синяхинское, первичные руды																					>1 0,01 0,001 0,0001	14
Синяхинское, окисленные руды																					>1 0,01 0,001 0,0001	13
Синяхинское, россыль																					>1 0,01 0,001 0,0001	17
Майское, первичные руды																					>1 0,01 0,001 0,0001	6
Майское, окисленные руды																					>1 0,01 0,001 0,0001	9
Майское, россыль																					>1 0,01 0,001 0,0001	14
Ануйское, россыль																					>1 0,01 0,001 0,0001	8
Южно-Чуйский хребет, первичные руды																					>1 0,01 0,001 0,0001	8
Южно-Чуйский хребет, россыль																					>1 0,01 0,001 0,0001	6
Южно-Чуйский хребет, Тарское месторождение, первичные руды																					>1 0,01 0,001 0,0001	5
Южно-Чуйский хребет, Тарское месторождение, россыль																					>1 0,01 0,001 0,0001	2

\* Вынос из золотин серебра в зонах окисления и россыпях известен широко, но спектральным анализом различие концентрации серебра в пробах устанавливается нечетко.

300 спектральных и 30 рентгено-спектральных анализов свободного золота<sup>1</sup> в нем была установлена примесь 36 элементов. Во всех золотинах наибольшим содержанием отличаются Ag, Cu, Fe, Mg и Mn, часто обнаруживаются Sb, Zn, Al, Si, Ti, Na, Bi, Te, Cd, Sr, P и Hg, реже Se, Ni, Co, As, Mo, Y, Yb, Cl, Cr и в единичных пробах Cd, Ge, Ga, La, V, Sn, In, Be.

Устанавливаемые микроскопически включения кварца и полевых шпатов в золоте объясняют присутствие в нем Si, Al и частично Ca и Na. С включениями сульфидов и теллуридов частично связано присутствие большинства металлов (с рутилом — титана, с цирконом — циркония, пуффалитом — олова). В табл. 12 сумми-

<sup>1</sup> Спектральные анализы золота выполнены в лаборатории Западно-Сибирского геологического управления Л. А. Плакс и в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Н. В. Арнаутовым. Рентгено-спектральные анализы выполнены в лаборатории Западно-Сибирского геологического управления Б. Г. Эренбургом.

рованы результаты анализов золотин, наиболее чистых от механических примесей.

Объясняя формы вхождения Ag, Cu и Hg в металлическую структуру золота, обычно говорят об изоморфизме, обусловленном близостью атомных радиусов этих элементов и золота. Слабая изученность форм нахождения остальных элементов в золоте позволяет говорить пока только о сорбционном захвате их при кристаллизации.

На концентрации в золоте элементов-примесей сказывается влияние самых различных факторов. Наиболее ярко проявляется воздействие химизма вмещающих пород. В золоте из месторождений различных типов (но расположенных среди карбонатных пород) содержание кальция и магния возрастает до нескольких процентов и почти никогда не снижается ниже десятых долей процента. Содержание этих элементов в золоте из месторождений, залегающих в силикатных породах, не превышает, как правило, тысячных или сотых долей процента (табл. 13). Более высокие

Таблица 13

**Зависимость содержания в самородном золоте кальция и магния (в %) от состава пород, вмещающих руденение (Горная Шория)**

Вмещающие породы коренных месторождений и рудопроявлений	Количество проб с содержаниями кальция				Количество проб с содержаниями магния			
	n	0,n	0,0n	0,00n	n	0,n	0,0n	0,00n
Известняки, доломитизированные известняки и доломиты (бассейны рек Сымзыса, Заслонки, Б. Суеты, Федоровки, Сейки)	29	18	2	—	19	28	32	—
Диабазовые порфириды, хлоритовые сланцы и другие силикатные породы (бассейны рек Александровки, Ляпиновки, Кичей, Кочуры, Кондомы)	—	24	48	4	—	12	56	8

чувствительность и точность анализов, по всей вероятности, позволили бы установить сходную зависимость от химизма боковых пород для элементов, изоморфных с кальцием и магнием.

Следует отметить существенную зависимость состава примесей в золоте от состава минералов, принадлежащих к общей с золотом или предшествующей ему рудной стадии (см. табл. 12). В месторождениях богатых медью (Синюхинское, Элекмонарское) концентрация меди в золоте неравномерна и нередко превышает 1% без появления микроскопически наблюдаемых включений медных минералов. В золоте из галенит-сфалеритовых руд

(Желсайское и Плоскинское месторождения) частота встречаемости относительно высоких содержаний свинца, цинка и кадмия больше, чем в золоте из руд иного состава (табл. 12, рис. 3).

Заслуживает внимания преимущественная концентрация никеля и кобальта, нередко с преобладанием последнего, в золоте некоторых контактовых месторождений (Заслонская группа).

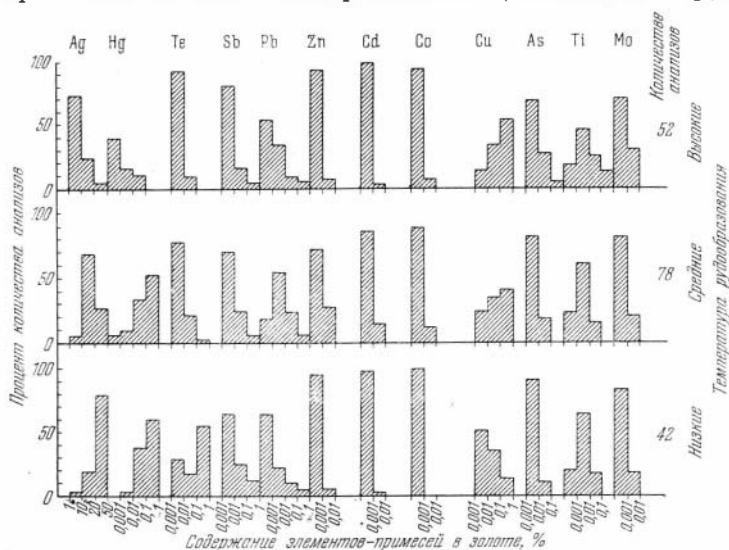


Рис. 3. Частота встречаемости элементов-примесей в золоте из месторождений Горного Алтая и Горной Шории

Как известно, в месторождениях скарнового типа кобальтовая минерализация преобладает над никелевой.

Наконец, в Западной Сибири определенно проявляется широко известное изменение соотношения золота к серебру от 9:1 в древних — кембрийских — месторождениях до 3:7 в молодых — варисских и мезозойских. Эта зависимость, как отмечалось М. А. Усовым (1933), отражает фациальные условия рудообразования, что соответствует выводу о геохимическом значении соотношения золота к серебру, сделанному В. В. Щербиной (1956).

Отметим, кроме того, установленную нами вполне закономерную эволюцию состава золотин в древних зонах окисления. При окислении руд из золота, помимо серебра, выносятся значительная часть элементов, находившихся в нем во включениях растворимых в этих условиях сульфидов, теллуридов и карбонатов: Са, Mg, Hg, Ni, Bi, Cu, Zn, Pb, Te, Cd и др. Наряду с этим в древних зонах окисления золото обогащается привносимыми из боковых пород V, P, Cl (Синюхинское и Майское месторождения, см. табл. 12).

Подобные изменения состава не наблюдаются или выражены весьма слабо в золоте, попадающем в аллювий при ледниковой экзарации или речной эрозии неокисленных рудных выходов. Эта особенность, лучше всего проявившаяся в аллювиальном золоте высокогорной части Юго-Восточного Алтая, означает, что коренные месторождения здесь могут быть значительно легче обнаружены, чем россыпи, так как размыв руд, в которых золото не освобождено от породы, не способствует образованию россыпей (золото Южно-Чуйского хребта, табл. 12).

Изменения состава золота в зонах окисления, устанавливаемые аналитически, отражаются в появлении и изменении на золотилах высокопробной каймы. Изучением этого вопроса занимались многие исследователи. М. С. Фишер (Fisher, 1935), Г. П. Ивенсен (1938), О. Е. Звягинцев (1939, 1941), Н. В. Петровская и А. И. Фасталович (1955) склонны рассматривать рост каймы как результат электрохимической коррозии.

Нами сопоставлены высокопробные оболочки золотин различных морфологических типов из зон окисления и разных по возрасту и генезису россыпей. Высокопробная оболочка возникает в зонах окисления золотосульфидных месторождений (Синюхинское, Майское, Плоскинское). Наиболее широкая и равномерно обволакивающая всю золотину кайма высокопробного золота (до 0,3 мм) отмечается на золотилах из окисленных руд элювиальных россыпей (рис. 4, а). Размыв делювиальных и перемыв аллювиальных россыпей ведет к переотложению золота и его истиранию (рис. 4, б). Приобретая окатанную изометричную форму, золотины частично теряют высокопробную оболочку, что ведет к некоторому относительному понижению пробы. Золотинки с реликтами высокопробной каймы встречаются в нижних частях эрозионных ступеней перемываемых россыпей. На рис. 4 виден срез высокопробной каймы поверхностью обтачивания (рис. 4, б).

Консервируясь в погруженных участках россыпей и в террасах, золотины выщелачиваются, и высокопробная кайма теперь образуется на окатанных золотилах. Измельчение золота ускоряет процесс повышения его пробности. Окатанное изометричное и дискообразное золото древних террасовых россыпей имеет высокопробную кайму, шириной до 0,1 мм (см. рис. 4, в). Начало ее образования, вероятно, относится к четвертичному периоду. Галечники, содержащие такое золото, сохраняют только устойчивые к выветриванию кварциты, кремнистые сланцы или жильный кварц. Изредка сохраняющиеся от полного разрушения при выветривании на месте гальки магматических пород без особых усилий рассыпаются в руках в песок.

Наконец, в составе долинных россыпей и россыпей низких террас встречается окатанное золото с развитой высокопробной каймой, мощность которой измеряется обычно сотыми долями миллиметра и иногда достигает 0,03 мм. Можно думать, что эта кайма

отвечает наиболее поздней эпохе выветривания, продолжающейся и поныне (рис. 4, г, д).

Подобную зависимость мощности высокопробной оболочки от возраста россыпей Урала описал А. П. Переляев (1953). Н. В. Петровская и А. И. Фасталович (1955) отмечают, что максимальная мощность высокопробной оболочки золотинок в древних погруженных россыпях Ленского района всего 0,003 мм.

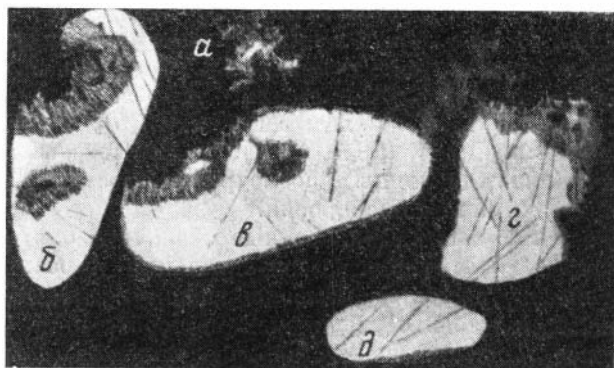


Рис. 4. Золотинки из россыпей в отраженном свете (увел. 60)

а — неокатанная золотинок из делювиальной россыпи с широкой высокопробной каймой; б — окатанная золотинок с реликтами широкой каймы; в — окатанная золотинок из высокой террасовой россыпи (видна новая высокопробная оторочка и реликты древней); г — золотинок из русловой россыпи, питающейся за счет размыва террасы (молодая поверхность обтачивания срезаёт высокопробную кайму); д — окатанное золото из русловой россыпи (сохранились реликты узкой высокопробной каймы)

Бурожелезняковая «рубашка» появляется независимо от высокопробной каймы и только на золотинок, в которых отмечались включения сульфидов, особенно пирита, пирротина, арсенопирита или развивающегося по ним лимонита. Замечено преобладание золотинок с бурожелезняковой «рубашкой» в россыпях, образовавшихся за счет месторождений, расположенных среди основных эффузивов и метаморфических сланцев, т. е. пород с относительно повышенным содержанием железа.

Рентгено-спектральным анализом установлено присутствие в золотинок 0,1—0,3% хлора (13 анализов). Форма нахождения хлора в золоте неясна. Было бы чрезвычайно интересно узнать, содержится ли хлор в золоте первичных руд — коренных источников россыпей. К сожалению, такими данными мы не располагаем. Отсутствие хлора в золоте за пределами зон окисления и цементации означало бы его появление в качестве примеси именно в этих зонах, что в свою очередь было бы объяснимо разработанной

В. Эммонсом (1935) известной гипотезой о миграции золота в зоне окисления в виде хлорида. Не отвергая других способов переноса золота (С. С. Смирнов, 1936; Чухров, 1947; Крейтер и др., 1958; Альбов, 1960), это позволило бы не рассматривать как случайность высокую концентрацию хлора в золоте россыпи Сухого Лога (Западная Сибирь) — места нахождения самого большого количества крупных самородков несмотря на ничтожно малую величину россыпи.

В связи со сказанным небезынтересно упомянуть, что наиболее крупное золото в Западной Сибири, как правило, встречается в россыпях, питающихся из коренных источников, расположенных среди хлоритовых сланцев, эффузивов и других силикатных пород. Если величина россыпного золота является функцией условий его химической концентрации в зонах окисления, то среди известных эти условия должны быть наименее благоприятными, так как роль карбонатов в качестве нейтрализаторов кислых растворов настолько сильна, что еще А. Локк (Locke, 1926) считал, что присутствие обильного кальцита исключает полное окисление сульфидов.

Впрочем, если присутствие и концентрация в золоте хлора предопределяются эндогенным процессом, то полученные данные о более высоком содержании хлора в крупном золоте и преимущественном развитии крупного золота в относительно высокотемпературных рудах и за пределами карбонатных пород хорошо согласуются с результатами исследований Э. Роддером (Roedder, 1958) состава водных вытяжек из кварца золоторудных месторождений и с выводами И. Л. Ходаковского (1965) о возрастании соотношения бикарбонат-иона и хлора при понижении температуры минералообразования в растворах, отлагающих одни и те же минералы. В любом случае установленная переменная концентрация хлора в золотинах различного геологического положения представляет большой интерес для выяснения условий отложения золота.

Данные о различных источниках хлора в эндогенных процессах недавно сообщены Г. А. Соколовым и Д. И. Павловым (1964). По мнению этих исследователей, повышение концентрации хлора в магматогенных растворах увеличивает их агрессивность и способность энергичного извлечения металлов из боковых пород, что создает условия для возникновения крупных рудных месторождений. Подобный вывод тем более интересен, что эффективность хлоринации как способа извлечения из пород золота хорошо известна в металлургии благородных металлов (Плаксин, 1943, 1958; Мостович, 1932).

Определенное диагностическое значение, по-видимому, может иметь концентрация в золоте селена. В количестве десятых долей процента и нескольких процентов этот элемент установлен в единичных пробах золотин из различных россыпей. Присутствует он

лишь в неокатанных золотилах с широкой высокопробной каймой, приобретенной в зоне окисления.

В коренных источниках россыпей, содержащих золотины с селеном, характерна высокая концентрация сульфидов. Возможно, накопление в золоте селена происходит в зонах окисления. С глубиной содержание этого элемента в них закономерно возрастает,

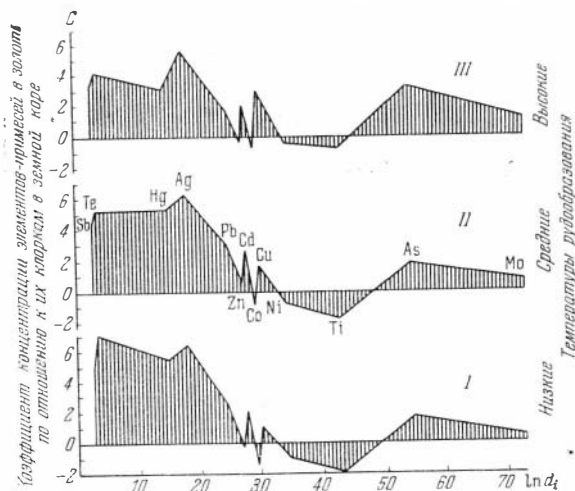


Рис. 5. Зависимость содержания в золоте элементов-примесей от их ионных плотностей

Месторождения и рудопрооявления:

I — Кок-Саирское, Казаньское, Южно-Чуйский хребет, р. Бийка, Синюхинское; II — Мало-Тополинское, Лебедское, Желсайское, Заслонская группа, Электронское, Спасское; III — Александровское, Лапиновское, Федоровское, Ортонское, Мрасское, Балыкское

как показано И. П. Палей (1957) на примере уральского месторождения Куль-Юрт-тау. Для выяснения генетического значения роли селена в золоте требуются дальнейшие исследования. Если предполагаемый процесс, действительно, имеет место, что вполне вероятно, то обнаружение селена в россыпном золоте должно свидетельствовать о глубоком сносе зон окисления, поскольку селен концентрируется в сыпучках, тяготеющих к зоне цементации.

В поисках общих причин концентрации в золотилах различных металлов мы пришли к анализу роли ионных плотностей (Шербаков, 1963, 1964). Различными видами изоморфизма или сорбционным захватом объясняется лишь форма вхождения элемента в минерал. Но знание формы и способа накопления элементов не раскрывает самих причин существования тех или иных их ассоциаций и количественных соотношений. К пониманию таких причин приближает устанавливаемая зависимость концентрации

элементов-примесей в золоте от их ионных плотностей и температурных условий минералообразования. На рис. 5 наиболее характерные для золота элементы-примеси расположены в последовательности, пропорциональной к логарифму ионных плотностей. По вертикали отложены логарифмы отношений содержания элементов (в процентах) к их кларкам по А. П. Виноградову (1962). Кларки лежат на нулевой линии. Анализ диаграммы обнаруживает преимущественную концентрацию в золоте элементов, ионные плотности которых близки плотности иона золота. Это Ag, Te, Sb, Hg, Pb. Значительно меньше концентрируются элементы с более высокой, чем у золота, ионной плотностью — Mo, Ti, Ni.

Сравнивая степень концентрации элементов-примесей в золоте из месторождений, образовавшихся в различных температурных условиях и отличающихся по составу руд, нетрудно заметить (см. рис. 3 и 5), что повышенная концентрация элементов с большей, чем у золота, ионной плотностью (Mo, Ti, As, Cu), отмечается в золоте относительно высокотемпературных месторождений собственно золотой формации. Элементы с меньшими, чем у золота, ионными плотностями (Ag, Hg, Te, Sb) концентрируются в большей мере в золоте приповерхностных, низкотемпературных золото-киноварных месторождений с баритом, а в золоте из месторождений, образовавшихся при средних температурах, в большей мере концентрируются элементы, ионные плотности которых лишь немного выше, чем золота (Pb, Zn, Cd, Ni, Co).

Приведенные данные позволяют видеть прямую зависимость концентрации в золоте элементов с определенными значениями ионных плотностей от термодинамических условий рудообразования, специфичных для образования каждой парагенетической ассоциации. Вместе с тем совершенно ясно, что одной этой зависимостью не может быть объяснено присутствие в золотинах концентраций элементов-примесей. В тождественной температурной обстановке нередко отлагаются руды с самой различной концентрацией сульфидов, а элементы-примеси в золоте, как указывалось, унаследуют их состав.

Таким образом, вполне отчетливо намечается сложная зависимость концентрации в золоте примесей как от термодинамической обстановки минералообразования, так и от каких-то других условий, определяющих концентрацию в растворах рудообразующих компонентов и сам факт их присутствия или отсутствия: например, наличие в составе золотых руд и золота теллура, ртути или сурьмы — вполне возможный, но отнюдь не обязательный признак низкотемпературного парагенезиса. Если эти элементы присутствуют в золотых рудах, то, как правило, они фиксируются и в составе золота. Однако наличие их в самих рудах определяется, конечно, не только температурными, и тем более не только структурными особенностями их локализации. Сама возможность появления тех или иных ассоциаций элементов в рудах и вместе с тем



в золотинах, как мы увидим, определяется соответствующими концентрациями элементов в области мобилизации рудных растворов. Эта сторона вопроса будет особо рассмотрена в главе IV. Теперь же попытаемся на основании изложенных данных о свойствах золота, его составе и закономерных ассоциациях с другими элементами составить представление о формах нахождения золота в породах.

## ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ

Наиболее распространено представление о рассеянном состоянии металлического золота в породах и о приуроченности значительной его части к сульфидам (Звягинцев, 1941). Винсент и Кроккет (Vincent, Crockett, 1960), имея в виду почти постоянное содержание золота в минералах, породах и магмах на разных стадиях дифференциации, также пришли к выводу о том, что незаряженный атом золота не отдает предпочтения каким-либо силикатам и окислам, а концентрируется в силу своего сходства с атомом меди главным образом в медных сульфидах. К аналогичному мнению на основании тех же данных, учитывая «аномально» высокий потенциал ионизации золота, пришел Аренс (Ahrens, 1964). Этот же вывод разделяют Де Грация и Л. Хаскин (De Grazia, Haskin, 1964).

Выявляющаяся зависимость концентрации золота в интрузивных породах от содержаний породообразующих и изоморфных с ними элементов противоречит представлению об исключительной нейтральности атомов золота. Анализ возможных форм его концентрации в породах облегчается концепцией электроотрицательностей, количественно выражающей относительность ионности и ковалентности связей элементов в кристаллах. Чтобы представить себе возможные формы концентрации золота в породах, учитывая корреляцию его содержаний с содержаниями железа, магния, меди и ванадия, обратимся к формам связи этих элементов в породах.

Возможность захвата одновалентной меди натрием плагиоклазов, двухвалентной меди магнием и трехвалентного ванадия окисным железом силикатов с позиции электроотрицательностей объяснена А. Е. Рингвудом (Ringwood, 1955). Ванадий, благодаря более низкой, чем у трехвалентного железа, электроотрицательности и, соответственно, большей, чем у железа, ионности связи с кислородом, легко камуфлируется железом и содержится в нем в значительных концентрациях (табл. 14). Известная трудность захвата меди силикатами определяется значительно большей ее электроотрицательностью по сравнению с натрием и магнием и, следовательно, гораздо меньшей, чем у них, ионностью связей с кислородом (табл. 14). Это удовлетворительно объясняет преимущественное накопление меди в летучей фазе. Тем не менее содержания в породах меди, не связанной с сульфидами, уменьшаясь от основных пород к кислым, достигают тысячных долей процен-

та. Кларковых количеств золота в породе содержится на четыре порядка меньше, чем меди. Если допустить химическую связь золота в силикатах, можно согласовать это с ничтожно малой ионностью связи золота с кислородом (табл. 14). Реальность крайне ограниченной, но теоретически допустимой химической связи золота в силикатах подтверждается, на наш взгляд, одновременной

Таблица 14

**Электроотрицательность и ионность связи элементов в кристаллах с кислородом (по С. С. Баданову, 1962)**

	Na+	Cu+	Mg <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	V <sup>3+</sup>	Au+
Электроотрицательность	0,9	1,8	1,2	2	1,8	1,4	2,3
Ионность связи с кислородом	82	58	75	54	57	65	43

корреляцией его содержаний с медью, ванадием, магнием и железом и, что особенно важно, сравнительно небольшой дисперсией содержаний золота, специфичных для каждого типа интрузивных пород (см. рис. 1), характеризующей обычно распространенность кристаллохимически связанных в силикатах элементов.

Итак, выявление положительной корреляции содержаний золота в глубинных породах с содержаниями в них железа и главным образом магния позволило нам предположить химическую связь части золота в силикатах. В пользу такого предположения свидетельствуют столь свойственные для входящих в решетку элементов равномерность и специфичность средних содержаний золота не только в разных типах пород, но и в определенных петрогенных минералах.

Связанное состояние золота более возможно в минимально ионных соединениях островных и цепочечных силикатов. Таким образом объясняется вероятность наибольшей концентрации золота в оливинах, пироксенах и соответственно в ультраосновных и основных породах. В безоливиновых диобазах Западной Чукотки (см. табл. 7) обнаруживается примерно вдвое-втрое меньшее содержание золота, чем в оливиновых породах трапповой интрузии Сибирской платформы (см. табл. 10). По мере перехода от островных минимально ионных структур Si—O к каркасным максимально полярным структурам Al—O возможность химического захвата золота должна понижаться. Этим объясняется все более полный вынос золота с летучими из кристаллизующейся магмы по мере повышения ее кислотности и понижения железистости. Следовательно, упомянутая выше слабость экранизации 4f- и 5d-электронными подуровнями ядерных сил и соответственно высокий ионизационный

потенциал золота, так же, как высокая (2,3) его электроотрицательность и низкая (43) ионность связи с кислородом (Бацанов, 1962), теоретически не исключают (а даже, наоборот, показывают) вероятность меры связи золота в структурах петрогенных силикатов. При этом для катионов, обладающих сравнительно более высокой ионностью связей с кислородом, также можно проследить все более понижающийся коэффициент корреляции их содержаний с содержаниями золота (табл. 14, рис. 6). Для  $Au - MgO$  он ниже, чем для  $Au - Fe_2O_3$ , и для  $Au - V$  ниже, чем для  $Au - Cu$ .

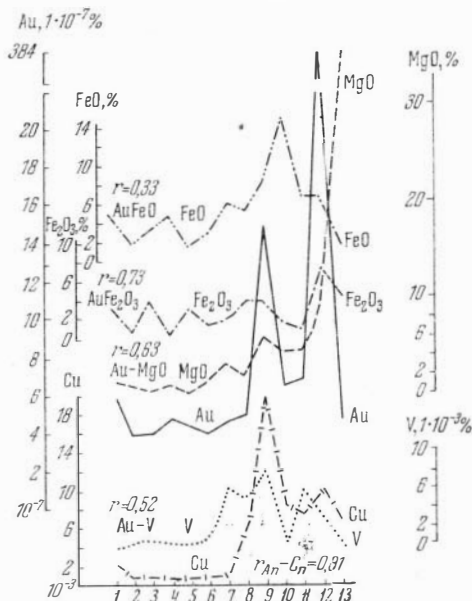


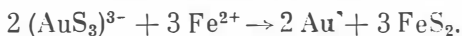
Рис. 6. Отношения концентраций золота и коррелирующихся с ним элементов в породах разного состава

1 — кварцевый порфир; 2 — аплитовидный гранит; 3—4 — сиенит; 5 — граноспеллит; 6 — гранит; 7—8 — диорит; 9 — габбродиорит; 10—11 — габбро; 12 — диабазовый порфирит; 13 — серпентинит

случай с золотом весьма примечателен. Несмотря на наименьшую среди других металлов способность вхождения в состав ионных структур ввиду наиболее высокого понизационного потенциала золото обнаруживает все объективные признаки изоморфной примеси в минералах. Тем самым подтверждается представление В. С. Соболева (1949) об отсутствии какого-то особого неизоморфного положения элементов в кристаллической решетке.

Естественно также допустить частичный сорбционный захват золота из летучей фазы наиболее поздними магматическими мине-

ралами гранитоидов. Наибольшая по сравнению с другими магматическими минералами дисперсия содержаний золота в кварце и магнетите при его более высокой средней концентрации в этих минералах (см. рис. 1), по-видимому, свидетельствует о преимущественном нахождении в них золота в металлическом состоянии. Металлическая составляющая содержаний золота, по-видимому, начинает играть существенную роль в быстро кристаллизующихся эффузивах, чем объясняется нарушение в них корреляции содержаний золота, магния, железа и др. Большая часть металлического золота при этом в силикатах и сульфидах интрузивных пород образует самостоятельные субмикроскопические и микроскопические выделения (О. Е. Звягинцев, 1941) и частично концентрируется в форме сплавов с медью в халькопирите (Vincent, Crocket, 1960). Это золото, по всей вероятности, связано с деятельностью гидротерм. Как известно, наибольшей способностью осаждения золота из горячих растворов обладают феррические силикаты и соответственно основные и ультраосновные породы. В. В. Щербина (1965) объясняет это обстоятельство вероятностью образования самородного золота в результате взаимодействия легко растворимых титаноауратов с железистыми минералами пород по реакции



## ВЫВОДЫ

Основным результатом проведенного изучения геохимии золота нам представляется установление специфичности содержаний его в главнейших типах магматических и осадочных пород. Дисперсия содержаний постепенно уменьшается от основных и ультраосновных пород к гранитам и глинистым сланцам, т. е. в направлении понижения концентраций золота. Настоящее обстоятельство, свидетельствуя об относительно большей представительности частных кларков пород, наиболее бедных золотом, одновременно указывает на вполне закономерный характер распределения золота в этих породах, объясняемый нами химической связью золота в силикатах.

Обусловленная химической инертностью золота затруднительность вхождения его в решетки ионного типа объясняет, по-видимому, предпочтительность его накопления в феррических минералах с максимально ковалентной связью. Разумеется, приведенные соображения допускают различные коррективы в толковании форм связи золота в силикатах. Вероятно, эта связь имеет сложный характер и для ее достоверного установления необходимы специальные кристаллохимические исследования. Однако проведенные работы позволяют со всей определенностью констатировать факт вполне закономерного распределения золота в горных породах, а

также четкую зависимость его содержаний в породах от их химического состава.

Одним из доказательств справедливости подобного заключения явилось выявление периодичности кларковых отношений элементов в генетически связанных геохимических системах и полное соответствие кларковых отношений золота его химическим свойствам и положению в периодической системе.

На основании выявленной зависимости кларковых количеств золота в породах от химических свойств последних, т. е. вполне конкретных физико-химических условий их формирования, можно допустить, что в вулканогенных и осадочных комплексах сходного состава различных золотоносных провинций распределение золота является более или менее сходным. Тожественными оказываются по существу соотношения концентраций золота в генетически связанных определенным образом формациях: в частности, ряд понижающихся концентраций золота устанавливается от траппов и спилитов к «пестрым» вулканогенно-сланцевым и граувакковым формациям и, наконец, к флишoidным, существенно глинисто-сланцевым и карбонатным. Установление такой последовательности позволяет рассмотреть в первом приближении главнейшие особенности пространственного соотношения в золотоносных провинциях золоторудных узлов и формаций с различным сингенетичным кларковым содержанием золота. В такой же мере устанавливаемые систематически и закономерно более высокие средние содержания золота в эффузивных породах относительно их глубинных эквивалентов позволяют оценить количества металла, выносимые постмагматическими растворами из кристаллизующихся на глубине массивов того или иного состава и объема.

## Г л а в а II

# ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

### ВВЕДЕНИЕ

Золотоносные провинции известны на всех континентах. Они расположены в различных по условиям и времени формирования структурах земной коры. Своеобразными чертами золотоносности наделены древние щиты, платформы, складчатые пояса и наложенные прогибы. Золотоносность отдельных структурно-формационных зон отличается даже в пределах одной геосинклинальной области. Облик золотого оруденения каждого района определяется его геологической историей, строением, характером магматизма и степенью эрозийного вскрытия. Своеобразие золотоносности сказывается в распространенности месторождений, их генезисе, составе и формах связи с магматическими комплексами.

Однако при всей индивидуальности золотоносных провинций до последнего времени оставался на уровне предположений кардинальный вопрос об источниках золота. В различном подходе к его решению отразились и многолетняя борьба «плутонистов» с «нептунистами», и общее состояние теории рудообразования, и ведущие принципы космогонических построений. Наряду с представлениями о глубинном источнике золота, претерпевшими определенный прогресс со времен Штельцнера (Stelzner, Bergoat, 1905—1906), Пошешного (Рошерну, 1895) и де Лонаэ (De Launay, 1905, 1907, 1908, 1913), развитыми С. С. Смирновым (1937, 1945, 1946<sub>1,2</sub>, 1947<sub>1,2</sub>) и Ю. А. Билибиным (1959<sub>1-3</sub>, 1961<sub>1-3</sub>), переменной популярностью пользуются высказанные когда-то Бишофом (Bischof, 1847—1855, 1863—1866), Стерри-Хентом (Serry Hunt, 1891<sub>1-2</sub>), Ван-Хайзом (Van Hise, 1904) и Т. Круком (1938) взгляды на состав осадков как на причину металлоносности изверженных пород и горячих растворов.

Геологи разных стран уже не первое десятилетие высказывают предположения о заимствовании золота гранитоидными интрузиями или горячими растворами из вулканогенных пород, главным образом основного состава (Locke, Billingsley, Mayo, 1940; Locke, 1941; Кропоткин, 1940, 1948, 1955; Macgregor, 1951; Wilson, Camsell a. oth., 1948; Guimaraes, 1947). Однако долгое время

решение альтернативы — магмы или осадки (глубинным или заимствованным из вмещающих пород является золото в рудных районах) — задерживалось ввиду невозможности систематически проследить кларковые содержания золота в различных типах пород золотоносных провинций. Применение метода нейтронной активации для определений малых количеств золота не только позволило установить специфичность его концентрации в главнейших типах пород разных регионов, но и дало возможность проследить основные особенности пространственного соотношения осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, отличающихся по содержанию золота, с золоторудными месторождениями в золотоносных провинциях различного типа. Рассмотрим некоторые из них.

### АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Алтае-Саянская складчатая область как один из крупных рудных районов Сибири может служить примером тектонически неоднородной, характеризующейся сложным строением и длительным периодом формирования золотоносной провинции.

Заложение Алтае-Саянской геосинклинали имело место в верхнепротерозойско-кембрийское время на земной коре океанического типа с незначительной по мощности прерывистой спалической оболочкой (В. А. Кузнецов, 1952, 1954, 1963). Еще в докембрии произошла дифференциация геосинклинали и наметился знак движения главнейших ее фрагментов. Развитие складчатой области происходило при последовательной консолидации отдельных ее звеньев и соответствующем сокращении геосинклинали вплоть до полного ее замыкания на поздневариском этапе.

Особую роль в формировании Алтае-Саянской складчатой области и ее металлогении играют глубинные разломы. Представляя сложные комплексы разновозрастных и гетерогенных структур, глубинные разломы (Кузнецко-Алтайский, Северо-Саянский, Припиртышский и др.), как правило, ограничивают структурно-формационные зоны, характеризующиеся разным знаком или разной интенсивностью движений. Своеобразие движений каждой зоны отразилось в различии состава и мощностей образующих их формаций, обусловило степень их метаморфизма и время появления гранитоидов (В. А. Кузнецов, 1966; рис. 7).

Наименее изученным в регионе является протерозойский этап его истории. Относимые к этому этапу гнейсовые выступы Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау консолидированы крупными массивами гранитоидов. Синийско-кембрийский период развития структур региона знаменуется накоплением мощных карбонатных толщ в геосинклинальных условиях мелкого моря и интенсивностью вулканических процессов.

Характерная черта кембрийских отложений — их резкая фациальная изменчивость. Это позволяет различать структурно-фа-

циальные зоны, в пределах которых происходило синхронное накопление литологически разнообразных комплексов (Щербаков, 1958, 1960; Ярошевич, 1958; Хоментовский, 1959, 1960; Алабин, 1962).

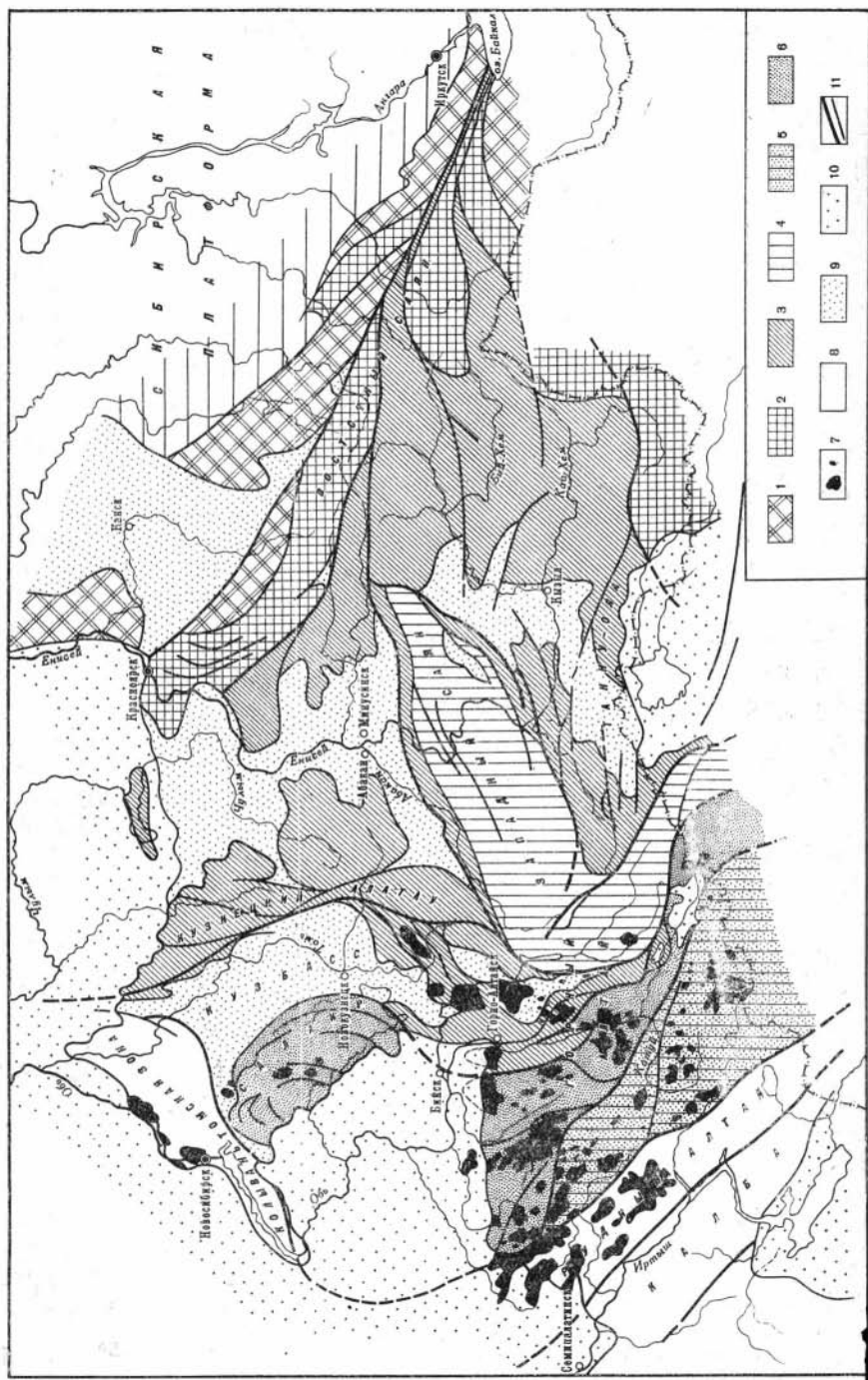
Вдоль глубинных разломов на границах структурно-формационных зон накапливаются существенно вулканогенные толщи спилит-диабазовой формации с мощностью в несколько тысяч метров. По мере удаления от разломов состав отложений становится вулканогенно-сланцевым, отмечаются прослои известняков, мощность которых все возрастает, количество эффузивных пород уменьшается и происходит постепенный переход к карбонатным фациям кембрийского моря. В среднем кембрии акватория Алтае-Саяна сокращается. Области осадконакопления наследуют в общих чертах фациальную обстановку начала кембрия. Диабаз-порфиритовые толщи развиваются главным образом близ глубинных разломов. Наряду с подводными излияниями появляются признаки наземного основного вулканизма (Саралинский район Кузнецкого Алатау). Наконец, в среднем кембрии впервые в геосинклинальной области формируются значительные массы песчано-сланцевых отложений и начинает проявляться кислый вулканизм. Вдали от глубинных разломов по-прежнему преобладают карбонатные фации, наиболее распространенные в составе среднекембрийских отложений Салаира, Батеневского кряжа и Горной Шории. Далее на юг с переходом в Бийско-Катунскую зону их относительная роль в среднекембрийском разрезе несколько уменьшается.

Анализ распространенности, фациальности и мощностей отложений кембрия позволил автору в 1955—1958 гг. установить структуру антиклинория в пределах выделенного ранее В. А. Кузнецовым (1952) Шорского массива (Щербаков, 1958, 1960). Эта структура (Мрасский антиклинорий) была подтверждена дальнейшими исследованиями В. В. Хоментовского (1959, 1960) и А. А. Моссаковского (1963).

Пологий план главнейших складчатых структур региона первого порядка объясняет сравнительно небольшую, во всяком случае вполне обычную для геосинклинали, мощность выполняющих ее формаций — порядка 15 км.

Пологий план крупнейших пикативных структур региона сочетается с исключительно напряженной, местами изоклинальной складчатостью высоких порядков, длительное время создававшей впечатление моноклинального под крутыми углами залегания древних формаций региона (Радугин, 1963). Отсюда следовал вывод о значительно больших, чем действительные, суммарных мощностях и большем количестве самих формаций. В двухкилометровом разрезе по р. Мрас-Су многократно дублируются одни и те же слои сравнительно маломощной в данном участке усинской свиты нижнего кембрия. Довольно обычная в известняках





1 — краевые поднятия фундамента Сибирской платформы (архейские гнейсы, гранитные интрузии, слюдоносные пегматиты); 2 — зоны протерозойской (байкальской) складчатости (метаморфические сланцы протерозоя и терригенно-карбонатные толщи синия с докембрийскими гранитоидами, наложенные каледонские и герцинские (?) интрузии и связанное с ними оруделение — железо, золото, молибден, карбонатитовые руды и др.); 3 — зоны кембрийской (салаирской) складчатости (существенно эффузивно-осадочные и карбонатные толщи раннего кембрия и синия; салаирские комплексы гипербазитов, габброидов, габбро-плагиогранитов, гранитоидов, связанные с ними месторождения железа, золота, титана, меди, никеля, хрома, асбеста и др., наложенные позднекаледонские и герцинские интрузии и оруделение — железо, кобальт, ртуть и др.); 4 — зоны каледонской складчатости (существенно флишеидные толщи кембро-ордовика; тектонические гранитоидные интрузии и связанные с ними вулканогенно-осадочные рудопроявления); 5 — зона (Чарышско-Теректинская) каледонско-герцинской складчатости (существенно флишеидные толщи кембро-ордовика, таконские гранитоиды, девонские эффузивно-осадочные толщи с вулканогенно-осадочными тематитовыми рудами, герцинские габброидные и гранитоидные интрузии и связанные с ними месторождения железа, кобальта, редких металлов, вольфрама и молибдена); 6 — Ануйско-Чуйская каледонско-герцинская зона (терригенно-карбонатные формации кембро-ордовика, слугура, девонские эффузивно-осадочные формации; интрузивные, главным образом гранитные комплексы и связанные с ними месторождения вольфрама, молибдена, полиметаллических руд, ртутных руд); 7 — герцинские гранитные комплексы; 8 — складчатые зоны герцинской Зайсанской складчатой системы; 9 — герцинские краевые и междугорные прогибы; 10 — мезо-кайнозойские прогибы; 11 — зоны глубинных разломов и разломы меньшего масштаба

региона сплошность усугубляет впечатление общей крутизны складок (рис. 8).

Изложенное представление о пологом положении крыльев антиклинорий и синклинорий явилось итогом многолетних исследований в Кузнецком Алатау (Щербаков, 1958, 1961). Оно положено в основу анализа пространственных соотношений золоторудных узлов региона с формациями, отличающимися по кларковому содержанию золота.

Накопление среднекембрийских отложений завершается, как установлено еще М. А. Усовым (1936), важнейшей для оформления структур региона салаирской складчатостью, метаморфизмом толщ кембрия и консолидацией структур гранитоидами. В этот период была стабилизирована большая часть территории Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Ю. А. Кузнецов (1960) особое внимание обращает на продолжение геосинклинального режима лишь в участках, лишенных салаирских гранитоидных батолитов. Признаком таких районов является более или менее широкое развитие в них отложений верхнего кембрия и ордовика — это большая часть Западного Саяна, Салаир, западная зона Кузнецкого Алатау, а также область Алтая за пределами Бийско-Катунского выступа.

Гранитоидному магматизму в пределах салаирид предшествовали интрузии габброидов, авгитовые диориты, распространенные в Кузнецком Алатау, и габбро-монзонит-сиениты Когтагского типа, характерные для

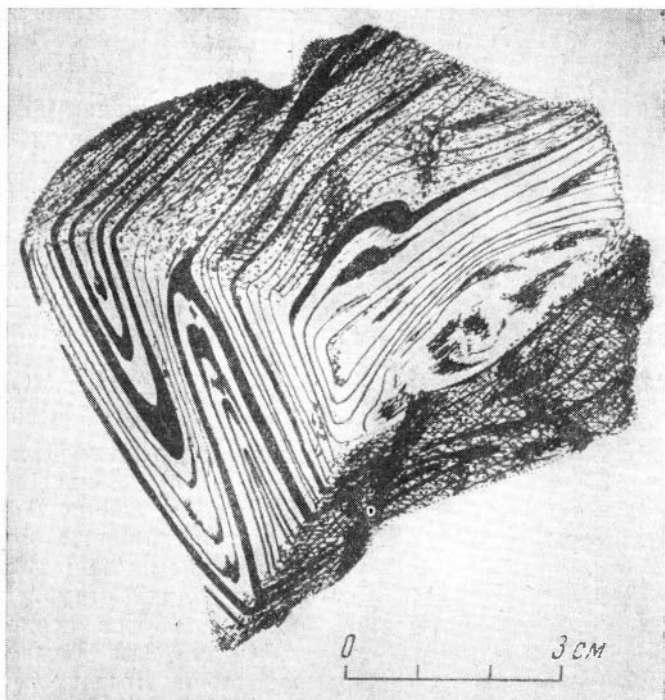


Рис. 8. Складка в тонкозернистом кембрийском известняке (Горная Шория)

Восточных Саян и Кузнецкого Алатау (Кузнецов, 1906). Подобная последовательность проявлений магматизма на обширной территории наряду с признаками происхождения гранитоидных магм, образовавшихся на месте пород, теперь занимаемых батолитами, свидетельствует о зависимости развития магматических формаций от тектоники. Ю. А. Кузнецовым (1964), в частности, подчеркивается контрастность состава пород магматических формаций геосинклинального этапа развития подвижных зон и возрастание роли кислых пород с увеличением мощности сиалической коры и нарастанием поднятий. Для гранитоидных батолитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области прослеживается прямая зависимость их состава от состава вмещающих формаций (Монич, 1937; Дембо, 1952; Кузнецов, 1964). Эта зависимость имеет место в зонах не только салаирского, но и более поздних этапов консолидации.

В кембрийских эффузивно-карбонатно-сланцевых отложениях Мартайги, Горной Шории и Восточного Саяна образуются «пестрые» гранитоидные массивы с большим количеством гибридных

габброидов и диоритовых пород в краевых частях и с преобладающим развитием кварцевых диоритов, сиенитов, гранодиоритов, плагиогранитов и т. д. Среди граувакковых толщ возникают массивы преимущественно гранодиоритового состава, а среди флишиодных формаций верхнего кембрия, ордовика и отчасти девона образуются существенно гранитные массивы.

Обращает на себя внимание характерная для структурно-формационных зон разного периода консолидации приуроченность гранитоидных массивов к толщам, уже претерпевшим наибольшую складчатость, расщепление и метаморфизм. Доскладчатый характер основного магматизма и складчатый и отчасти постскладчатый — гранитоидного наводит на мысль, что в пределах каждого тектоно-магматического цикла нарушение стабильного состояния пород начинается на больших глубинах в корневой области геосинклинали и, вызывая там плавление базальтового слоя, приводит к развитию основного магматизма ранних этапов формирования складчатой области. С возрастанием мощности геосинклинального выполнения, по всей вероятности, связаны более резкие и продолжительные нарушения стабильности состояния подкоровых глубин, что выражается в разрастании области метаморфизма и складкообразования во все более высокие горизонты коры. Захватывая самые верхние ее части, область прогрессирующего метаморфизма и метасоматоза может стимулировать плавление больших объемов пород с образованием гранитоидных магм.

Верхнекембрийские и ордовикские геосинклинальные отложения значительной мощности более всего распространены в геосинклинальных прогибах Горного Алтая, Западных Саян и лишь вдоль «промежуточной» Мартайгинско-Шорской зоны проникают в Кузнецкий Алатау. Эти отложения имеют в основном песчано-сланцевый состав.

В. А. Кузнецов (1963) важнейшим для формирования Западных Саян и Горного Алтая считает собственно каледонский этап с присущими ему «вторичными» флишевыми геосинклиналями, в составе которых отсутствуют вулканогенные образования. На северо-западе Горного Алтая отложения силура приобретают карбонатный состав. В силуре начинаются и в девоне активизируются геоантиклинальные поднятия на большей части территории Алтае-Саянской складчатой области. Продолжающееся вплоть до девона накопление флишевых толщ локализуется во внутренних унаследованных геосинклинальных прогибах типа Ануйско-Чуйского. Существующие со среднего кембрия и вновь возникшие поднятия представляют в это время области эрозии и сноса (В. А. Кузнецов, 1964).

Девонские отложения Алтае-Саянской складчатой области приурочены к межгорным впадинам и синклинальным прогибам, обрамляющим складчатые структуры нижнего палеозоя. Небольшими полями они распространены вдоль глубинных разломов в цент-

ральных частях антиклинориев. Выделяется труднорасчленимая тельбесская серия пород, представленная в основном порфиритами покровной фации. В удалении от глубинных разломов тельбесская серия становится все более терригенной. По данным И. В. Лучицкого (1960), в обрамляющих Кузнецкий Алатау впадинах вулканогенные отложения девона полностью фациально замещаются красноцветными толщами континентальных песчаников и сланцев.

В девоне Алтае-Саянской складчатой области широко проявился интрузивный магматизм, в той или иной мере связанный с вулканогенными образованиями этого периода. В самом общем виде магматическая деятельность девонского периода обнаруживает прямую зависимость от всего предшествующего хода развития структурно-формационных зон региона. Б. Н. Лапиным (1963) приведен обширный материал, свидетельствующий о наиболее полном проявлении вулканизма в зонах прогибов с приуроченностью центров излияния к обрамляющим их глубинным разломам. В соответствии с отмечавшимся В. А. Кузнецовым (1954) все более поздним формированием структур и развитием магматизма по мере удаления от жестких структур Сибирской платформы, Б. Н. Лапиным (1958, 1963) установлено закономерное смещение максимума вулканической активности в девоне от нижнего отдела на территории Тувы, Минусы и востока Горного Алтая до среднего девона в Ануйско-Чуйском прогибе и нижнего карбона в Южном Алтае. Состав излияний, преимущественно основной в восточных районах складчатой области, постепенно становится все более кислым в западных районах. Это в какой-то степени отражает состав формаций додевонского ложа, существенно базальтического в Туве и Кузнецком Алатау и кислого — флишеидного — в Коргонской и Калгутинской наложенных мульдах Горного Алтая.

Можно проследить в самых общих чертах тождественные закономерности изменения во времени и пространстве состава девонского интрузивного магматизма Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецов, 1963). Структурно-формационные зоны, выполненные сланцевыми и флишеидными отложениями больших мощностей, оказываются вмещалищем кислых гранитоидных интрузий Онгудайского района и Сайлюгемского хребта. С другой стороны, обильные проявления интрузивного магматизма Тельбесского района Горной Шории и Хакасии отличаются преобладанием среднеосновных и основных пород с широким развитием адамеллитов и тоналитов.

В целом, как отмечает В. А. Кузнецов (1963), при всей сложности девонского магматизма его отличает от салаирского отчетливо более кислый характер.

Собственно герцинские позднепалеозойские интрузии в Алтае-Саянской складчатой области преимущественно развиты в ее западных, удаленных от платформы структурно-формационных зо-

нах, испытывавших длительные прогибания. К наиболее ранним проявлениям герцинского магматического цикла В. А. Кузнецов относит детально изученный Л. А. Михалевой (1963) Чарыпский габбро-диабазовый комплекс малых доботолитовых интрузий — производных глубинного базальтоидного магматизма, развитых в основном вдоль зон глубинных разломов.

Наиболее распространены в западных районах складчатой области крупные гранитоидные массивы, относимые после исследований Н. А. Елисеева (1938) к змеиногорскому и калбинскому интрузивным комплексам. Для первого характерны гранитоиды повышенной основности, для второго — преимущественно порфировидные микроклиновые граниты.

Я. А. Косалс заострил внимание на приуроченности «змеиногорских» гранитоидов в Горном Алтае к граувакковому формациям с той или иной ролью в них карбонатных отложений, а «калбинских» — главным образом к флишеидным толщам. Специфичность состава и распространения обоих комплексов Я. А. Косалс, на наш взгляд, не без основания, объясняет унаследованностью состава пород, подвергшихся переплавлению на месте формирования батолитов.

Завершение герцинского магматизма В. А. Кузнецов (1963) связывает с появлением вдоль глубинных разломов диабазовых даек терехтинского комплекса.

Резюмируя данные о строении Алтае-Саянской складчатой области, необходимо прежде всего отметить обоснованное В. А. Кузнецовым (1963) полициклическое развитие области с последовательной консолидацией гранитоидами салаирских, затем каледонских и, наконец, герцинских складчатых структур. Не менее существенным для познания геологии и золотоносности региона является установление его гетерогенного строения и существенно вулканогенного, терригенного или вторично-вулканогенного характера структурно-формационных зон. Примером последних может служить Ануйско-Чуйский прогиб (Кузнецов, 1963). При этом весьма существенна зависимость мощностей вулканогенно-осадочного или существенно флишеидного выполнения от времени их консолидации. Наибольшая мощность отложений в основном отличает зоны миогеосинклинального типа развития.

Надо считать также достижением установление при формационном анализе Алтае-Саянской складчатой области глубокой специфичности магматизма отдельных структурно-формационных зон. В наиболее общем виде В. А. Кузнецов (1965) подчеркивает, что степень различия в проявлениях магматизма нарастает по мере развития и усложнения геотектонической структуры области.

Золотое оруденение Алтае-Саянской складчатой области проявляется в структурно-формационных зонах разных типов и этапов консолидации, размещается в породах различного состава и обнаруживает признаки связи с большинст-

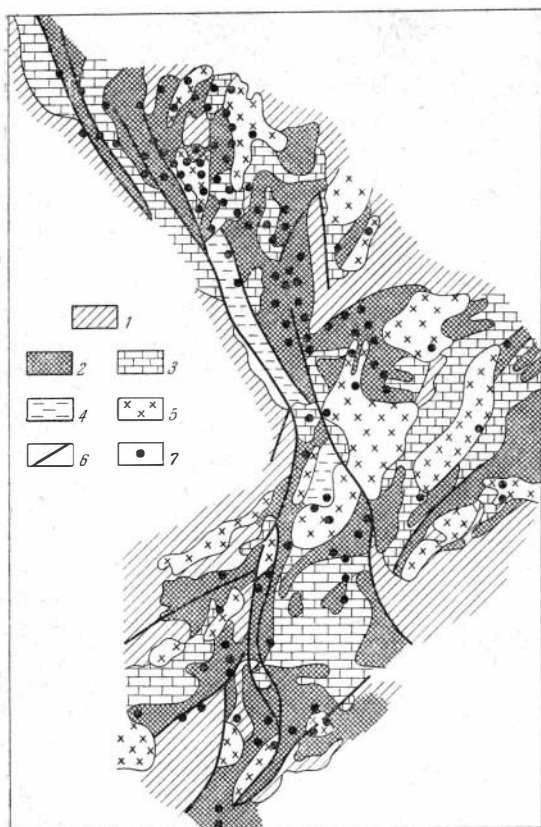


Рис. 9. Схема золотоносности Кузнецкого Алатау (Щербаков, 1962)

1 — существенно песчано-сланцевые отложения ордовика и девона; 2 — вулканогенно-сланцевые отложения кембрия, реже девона с преобладанием основных эффузивов; 3 — карбонатные отложения синия п кембрия; 4 — метаморфические сланцы и гнейсы докембрия; 5 — гранитоиды; 6 — крупные разломы; 7 — месторождения золота

вом выделяемых в регионе магматических комплексов (Булыничков, 1948). Многообразие условий проявления золотой минерализации лишь на первый взгляд затрудняет ее анализ. По существу же специфичность парагенезисов и генетических типов месторождений в определенной геологической обстановке как раз дает возможность на основе геохимических свойств рудообразующих элементов понять причины образования золотого оруденения, а также причины его разнообразия.

Итак, золотое оруденение на территории Алтае-Саянской складчатой области размещается крайне неравномерно. Преобладающее количество месторождений и проявлений золота приурочено к структурно-формационным зонам салаирско-каледонского этапа консолидации. В пределах салаирид месторождения преимущественно тяготеют к вулканогенно-сланцевым толщам, их контактам с карбонатными породами, к разломам, залеженным среди этих толщ, и к интрузивным массивам различных комплексов, но также приуроченных к названным толщам. Подобное размещение золоти-

ности обусловило высокую продуктивность по золоту Кузнецкого Алатау, где вулканогенно-сланцевые отложения кембрия слагают наибольшие площади (рис. 9).

Вне областей салаирского этапа консолидации золотое оруденение приурочено преимущественно к тем же вулканогенно-сланцевым формациям кембрия, но само относится к более позднему возрасту: каледонскому в Западном Саяне (рис. 10), Мариинской тайге и раннегерцинскому на Салаире (рис. 11) и в Кондомско-Тельбесском районе Горной Шории.

Наиболее высокие для отложений Алтае-Саянской складчатой области содержания золота (в среднем  $0,006 \text{ г/т}$ ) были отмечены в эффузивах и хлоритовых сланцах, образовавшихся в результате метаморфизма кембрийских формаций (см. табл. 5).

Другой крупный район проявления золотого оруденения в Рудноалтайской зоне тяготеет также к областям бурного проявления эффузивных процессов, но уже в девонском периоде. По данным немногочисленных анализов девонских эффузивов, в общем, как отмечалось, более кислых, чем кембрийские, можно составить предварительное представление о содержаниях в них около  $0,004 \text{ г/т}$  золота, т. е. ниже, чем в офиолитовом комплексе кембрия,

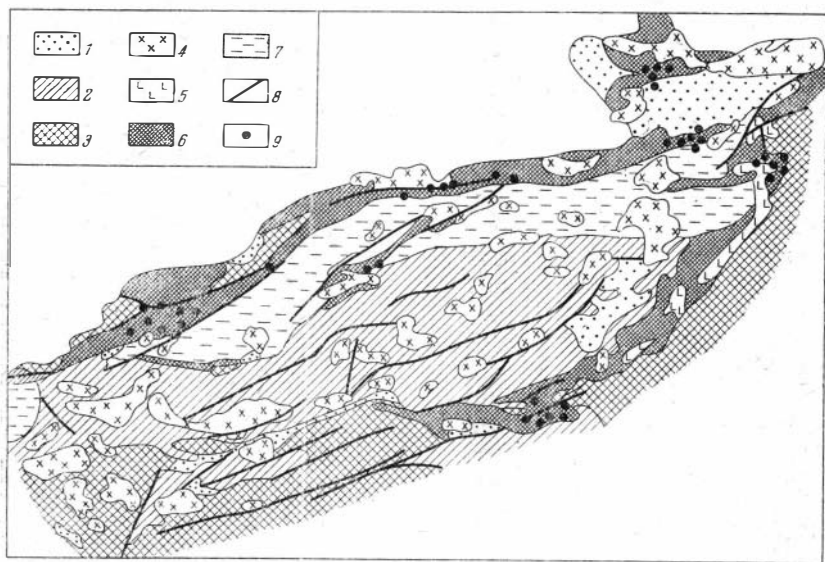


Рис. 10. Схема золотоносности Западных Саян (Щербаков, 1962)

1 — песчано-сланцевые отложения девона; 2 — песчано-сланцевые отложения силура и ордовика; 3 — существенно осадочные отложения среднего и верхнего кембрия; 4 — гранитоиды; 5 — интрузии габбро-гипербазитового состава; 6 — вулканогенно-сланцевые отложения нижнего кембрия; 7 — метаморфические сланцы докембрия; 8 — крупные разломы; 9 — месторождения золота



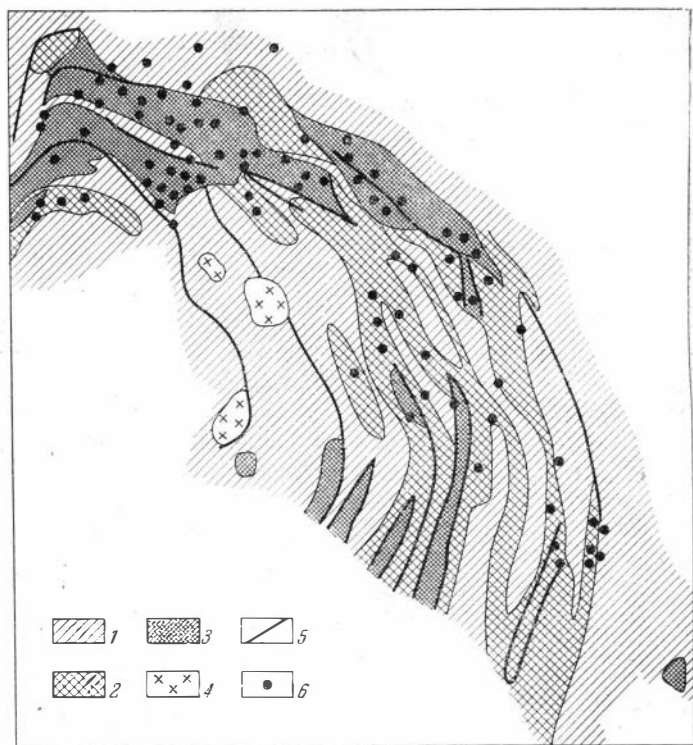


Рис. 11. Схема золотоносности Салаира (Щербаков, 1963)

1 — песчано-сланцевые отложения верхнего кембрия, ордовика, силура, девона и карбона; 2 — грауваксовые, карбонатные и вулканогенные отложения среднего кембрия; 3 — вулканогенно-сланцевые отложения нижнего кембрия существенно основного состава; 4 — гранитоиды; 5 — крупные разломы; 6 — месторождения золота

но почти вдвое выше, чем в песчано-сланцевых отложениях того же района (см. табл. 5).

К структурно-формационным зонам эвгеосинклинального или вулканического типа развития разных периодов консолидации, помимо упомянутых, принадлежат золотоносные районы Лебедского, Турочакского, Кумир-Коргонского и Змеиногорского районов Горного Алтая, Ольховско-Чибийжеского и Кувайского районов Восточных Саян, Кызасского, Анзасского, Усинского, Верхне-Амыльского и других районов Западного Саяна и Восточной Тувы.

Во «вторичных» наложенных структурно-формационных зонах, имеющих отчетливо миогеосинклинальный характер развития и выполненных песчано-сланцевыми отложениями верхнего кембрия, ордовика и местами девона, золотое оруденение проявляется крайне редко и исключительно в тех местах, где структурный ана-

лиз позволяет предполагать сравнительно неглубокое залегание эвгеосинклинальных формаций кембрия и проявившегося среди них гранитоидного магматизма (Щербаков, 1965).

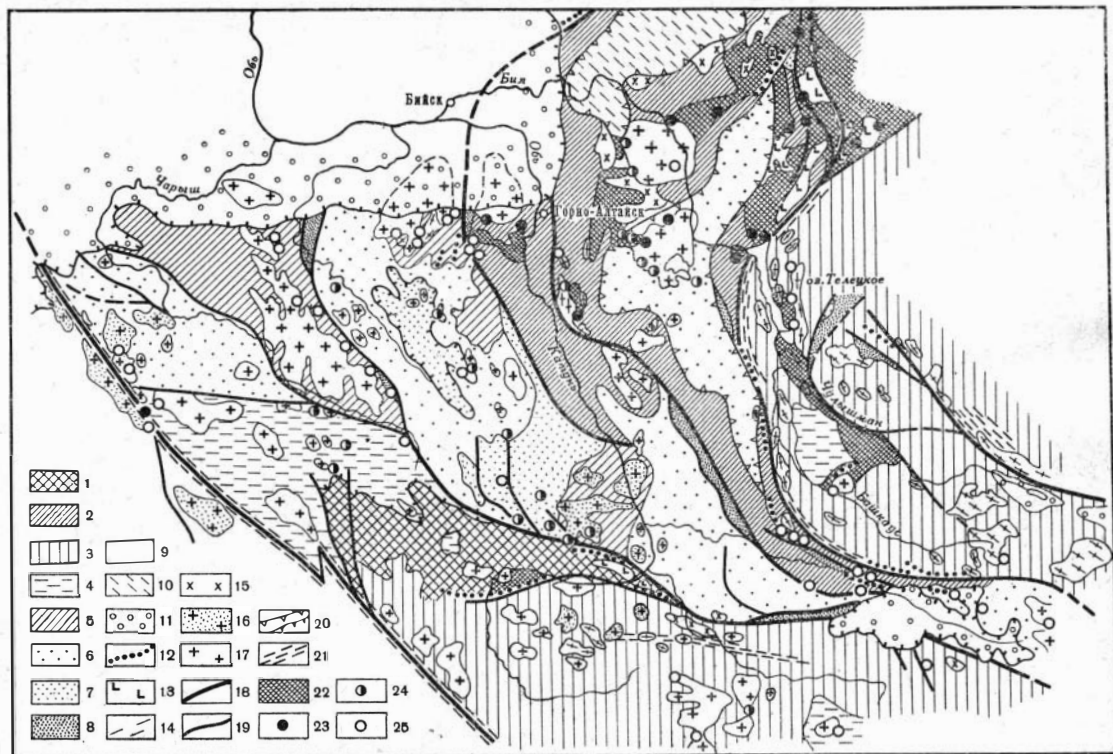
В связи с явным предпочтением золотыми месторождениями структурно-формационных зон «вулканогенного» типа любопытно проследить закономерности размещения золотоносности внутри этих зон. Прежде всего обращает на себя внимание зависимость распространенности золотого оруденения от степени эрозионного вскрытия складчатых структур названных зон. В Бийско-Катунской зоне, прилегающей к золотоносным салаиридам Горной Шории, так же, как и в пределах последней, широко распространены среднеосновные эффузивы кембрия и во многих местах имеются выходы карбонатных толщ синия (см. рис. 7).

Это районы наиболее глубокого эрозионного среза зоны, и весьма показательно, что именно здесь мы встречаемся с обилием проявлений золотой минерализации, принадлежащих к различным эпохам от кембрия до юры включительно и к различным фациям от глубинных до близповерхностных. Золотая минерализация здесь обычно развивается среди кембрийских эффузивов или в контактирующих с ними известняках, но иногда проникает и в перекрывающие их маломощные вулканогенно-сланцевые толщи девона (бассейны рек Угула и Лабыша) и даже юры (прииск Казаны). К западу кембрийский структурный этаж все более погружается под толщи сланцевого ордовика (рис. 12). Сокращение площадей распространения кембрийских пород при сохранении преимущественной пространственной связи с ними участков золотого оруденения сопровождается уменьшением общего количества этих участков (Баранча, Каянча, Дресвянка, Элекмонар).

Приведенные примеры, число которых можно было бы значительно увеличить, позволяют рассматривать границу песчано-сланцевых отложений кембро-ордовика с вулканогенно-сланцевыми формациями кембрия как своего рода ограничитель распространенности вверх по нормальному стратиграфическому разрезу золоторудных месторождений в восточных районах Алтае-Саянской складчатой области. Определенность смысла и вместе с тем относительность подобного ограничения подчеркиваются спорадическим проникновением золотой минерализации в ордовикский флиш вдоль крупных дизъюнктивов. Большая часть разломов, рассекающих терригенные комплексы ордовика Алтае-Саянской золотоносной провинции, несмотря на различие их характера и амплитуды, не сопровождается золотым оруденением. Лишь в Белокурихинско-Ануйском районе, где эрозионный срез обнажает ордовик-силурийские сланцевые толщи в наложенных прогибах второго порядка, золотая минерализация сопутствует многим дизъюнктивам. Имеются основания предполагать также неглубокое залегание эффузивов кембрия и рудоносной гранитоидной интрузии под отложениями нижнего ордовика в Южно-Чуй-

Рис. 12. Схема эндогенной рудоносности Горного Алтая (на тектонической основе В. А. Кузнецова, 1963)

1 — выступ (Теректинский) протерозоя синия (?); 2 — структурно-фациальная зона салаирского этапа консолидации (Бийско-Катунская); 3 — структурно-фациальные зоны каледонского этапа консолидации; 4 — наложенные прогибы в их пределах. Структурно-фациальные зоны раннегерцинского этапа консолидации; 5 — горст-антиклинальные структуры — нижний структурный ярус герцинской (Ануйско-Чуйской) зоны, 6 — средний структурный ярус Ануйско-Чуйской зоны, 7 — синклиналильные структуры, верхний ярус этой зоны; 8 — приразломные прогибы; 9 — герцинская структурно-фациальная зона Рудного Алтая; 10 — герцинско-мезозойский Чумышско-Ненинский прогиб (южная окраина Кузнецкого прогиба); 11 — кайнозойские прогибы; 12 — интрузивные пласты; 13 — гипербазитовые пояса салаирского (кембрийского) этапа, 14 — салаирские гранитоидные комплексы, 15 — каледонские гранитоидные комплексы, 16 — раннегерцинские (девонские) гранитоидные интрузии, 17 — гранитоиды змеиногогорского типа (комплекса), 18 — герцинские граниты Калбинского типа (комплекса); 19 — региональные (глубинные) разломы; 20 — другие крупные разломы; 21 — границы прогибов; 22 — зоны смятия; 23 — месторождения золота и других элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} < 1$ ; 24 — месторождения элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} \leq 1$ ; 25 — месторождения элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} > 1$



диабаз-спилитовые отложения нижнего кембрия; 23 — месторождения золота и других элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} < 1$ ; 24 — месторождения элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} \leq 1$ ; 25 — месторождения элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} > 1$

ском хребте. Золотое оруденение здесь установлено в ослабленной зоне вдоль нарушения большой амплитуды.

О нижней границе распространенности золотого оруденения в салаиридах Алтае-Саянской складчатой зоны можно судить по участкам наиболее глубокой эрозии синийско-кембрийского структурного этажа. К ним принадлежит упомянутый выше Мрасский антиклинорий в Горной Шории (рис. 13). Разнообразно проявившаяся здесь золотая минерализация почти исключительно приурочена к вулканогенно-сланцевым отложениям кембрия и лишь изредка проникает в поля, сложенные карбонатными породами синия, не удаляясь от контактов эффузивных толщ или интрузивов более чем на десятки метров. Это нельзя объяснить лишь нейтрализующим воздействием карбонатных пород на кислые рудоносные растворы, так как в пределах карбонатной усинской свиты нижнего кембрия, перекрывающей спилито-диабазовую кондомскую свиту (бассейны рек Усы, Алгуй, Семеновки, Кундата и др.), золотоносность развивается заметно более широко. Однако обширнейшие площади карбонатного ядра Мрасского антиклинория, сложенные преимущественно породами енисейской свиты синия, в отношении золота практически стерильны, если не считать золотоносных долин, ориентированных в сторону всегда относительно пониженного рельефа известняков. Россыпи этих долин проникают в контуры карбонатных полей на несколько километров и своими вершинами неизменно указывают источники питания, лежащие в области контакта известняков с эффузивами или рудоносной интрузией (реки Сюрь, Сынзас, Большая и Малая Суета, Порос, Кичи, Петропавловка, Базас, Заслонка, Федоровка и многие другие, см. рис. 13).

Пространственное размещение золотого оруденения в синийском-кембрийском структурном этаже более четко определяется уже упомянутым выше сравнительно поголым планом региональных структур первого порядка. Таким образом, вертикальная мощность «золотоматеринского» вулканогенного яруса не превышает, по-видимому, в среднем 7—8 км. Столь же локальная приуроченность к этому ярусу свойственна салаирским гранитоидам и отчасти более молодым гранитоидам. Лишь изредка встречаясь в карбонатных полях синия, они, как правило, в остатках кровли или в экзоконтактах сопровождаются реликтами вулканогенно-сланцевой формации. При этом золотая минерализация явно предпочтительней развивается вокруг и в контурах массивов, лежащих среди пород «золотоматеринского» яруса.

Золотоносность в полях проявления девонского вулканизма, будучи определена эпигенетической по отношению к излияниям, обнаруживает зависимость от основности эффузивов. Примерно в такой же степени, в какой выше отмечалась зависимость основности девонского вулканизма от состава нижележащих формаций, можно констатировать относительно большую распространенность

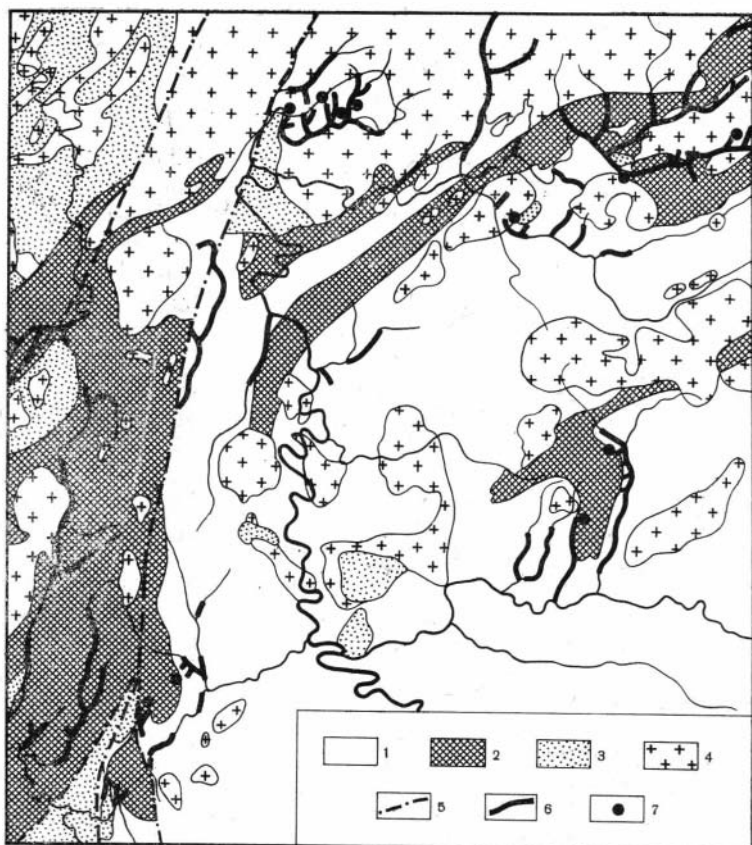


Рис. 13. Схема золотоносности Мрасского антиклинория в Горной Шории  
 1 — карбонатные отложения синия и кембрия; 2 — вулканогенно-сланцевые отложения кембрия с преобладанием спилитов и порфиров; 3 — песчано-сланцевые отложения ордовика, девона, отчасти юры; 4 — интрузивные породы, с преобладанием гранитоидов; 5 — крупные разломы; 6 — россыпи золота; 7 — коренные месторождения золота

золоторудных месторождений в районах заметного преобладания среди девонских покровов андезит-базальтовых магм над липарито-дацитовыми. Золотое оруденение среди девонских эффузивных толщ больше всего проявилось в Рудном Алтае, отчасти в Тельбесском районе Горной Шории, в Уйменско-Лебедском прогибе и в небольшой мере в Кумир-Коргонском и Змеиногорском районах Горного Алтая.

Сходный с салаирско-каледонскими структурно-формационными зонами характер размещения золотого оруденения наблюдается в зонах наиболее позднего этапа консолидации Алтае-Саянской складчатой области — собственно герцинского. К этому этапу

В. А. Кузнецов (1965) относит Колывань-Томскую, Калбинскую и Рудно-Алтайскую структурно-формационные зоны (см. рис. 7). Вулканогенный тип развития претерпела лишь Рудно-Алтайская зона, и только она на фоне общей «фемической» металлоносности характеризуется значительным золотым оруденением. Максимум его здесь также тяготеет к существенно эффузивным формациям. Своеобразными ограничителями проявившейся среди них золотоносности служат терригенно-сланцевые толщи подстилающего ордовика и перекрывающего верхнего палеозоя.

В связи с подобным «ограничением» любопытно проследить самые общие закономерности довольно обычной в Алтае-Саянской золотоносной провинции приуроченности золоторудных месторождений и рудопроявлений к зонам глубинных разломов. Наиболее известны своей золотоносностью Кузнецко-Алтайский и Западно-Саянский глубинные разломы, а также Припартышская и Северо-Восточная зоны смятия, имеющие также характер глубинных разломов (Кузнецов, 1954, 1963; Нехорошев, 1937, 1938, 1956). Первые два разлома сопровождаются золотоносностью на отрезках пересечения ими вулканогенных отложений кембрия. Максимум золотого оруденения прослеживается вдоль Ташелгинско-Кондомской зоны смятия в Горной Шории и на ее северном продолжении вдоль Кузнецкого разлома в Маршанской тайге. Многочисленные месторождения и рудопроявления Кузнецкого Алатау приурочены к различным фрагментам дззъюнктивных зон, часто к оперяющим второстепенным нарушениям и участкам повышенной трещиноватости пород (Тургеневское, Ляпиновское, Александровское и др.).

Выходя за пределы вулканогенных формаций кембрия в поля флишоподобных отложений ордовика, Кузнецко-Алтайский разлом лишается золотой минерализации, но приобретает редкометальную. Аналогичную смену металлоносности нетрудно проследить вдоль глубинных разломов Западного Саяна.

Большой интерес представляет золотоносность области сопряжения Рудного Алтая и Калбы вдоль Иртышской зоны смятия. Как показано П. Ф. Иванкиным (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961), распределение месторождений здесь подчинено различиям геотектонического и геохимического развития этих районов. Рудный Алтай в среднем и верхнем палеозое представлял область бурного вулканизма. Уровень седиментационной дифференциации палеозойских отложений здесь низок; флиш практически в них отсутствует. Калбинская среднепалеозойская интрагеосинклиналь одновременно заполнялась глубокодифференцированными песчано-сланцевыми отложениями флишоподобного типа; седиментация в ней не нарушалась процессами вулканизма. В результате различия тектонических режимов развития сформировались литологически и химически два типа разрезом: «фемический» и «спалитический». В составе первого преобладают элементы, частный кларк

которых выше в базальтоидах, в составе второго — элементы, преимущественно накапливающиеся в глинистых сланцах.

Для Рудно-Алтайской зоны характерно медное, цинковое, золотое, свинцовое оруденение, для Калбинской — вольфрамовое, молибденовое, оловянное. На сопряжении обеих структур в Иртышской зоне смятия осадочные породы, согласно К. Р. Рабиновичу (1965, 1966), характеризуются на значительной части площади более «рудноалтайскими» чертами: разнообразием литологических разностей, значительной ролью карбонатов, отсутствием типичного флиша и повышенными железистостью и магнезиальностью, а также обогащенностью медью, цинком, никелем и кобальтом. В верхнем девоне осадочные породы Иртышской зоны прорваны огромными массами габброидов и порфиров. Золотое оруденение Иртышской зоны в основном приурочено к крупным массивам многофазных гранитоидов, расположенных среди граувакков повышенной основности. Характерна зависимость состава этих гранитоидов от состава вмещающих пород.

Отмечая почти повсеместное для Алтае-Саянской складчатой области размещение золотоносности в пределах формаций, насыщенных вулканогенным материалом, следует осветить одну принципиально важную черту этой приуроченности: золотое оруденение здесь развивается отнюдь не исключительно по вулканогенным породам. Не менее часто оно приурочено к карбонатным прослоям среди эффузивов, скарнам, вторичным кварцитам, гранитоидам, залегающим в вулканогенно-осадочной толще, или тяготеет к зонам дробления, развивающимся на границе пород различной компетентности. Иными словами, различие состава пород и структур, вмещающих золоторудные месторождения в пределах вулканогенно-сланцевых формаций кембрия и девона, показывает, что наличие благоприятных условий рудоотложения не может быть причиной предпочтительной приуроченности золотого оруденения к названным формациям.

Приуроченность большинства золоторудных месторождений к различным породам и структурам в пределах вулканогенно-сланцевых толщ с повышенным местным кларком золота побуждает проанализировать связь золотого оруденения с интрузивными породами и их комплексами на несколько необычной основе. Наименее изучено, совершенно не датировано и поэтому нами здесь не рассматривается золотое оруденение в пределах протерозойских выступов Алтая и Кузнецкого Алатау, в общем очень мало распространенное. Попутно отметим лишь установленные нами в парagneйсах и кристаллических сланцах Прителецкого района, возраст которых до известной степени остается проблематичным, низкие содержания золота, близкие к его содержаниям в песчано-сланцевых комплексах, среди которых золотоносность в регионе обычно не отмечается. Мы не располагаем достаточными для анализа данными по золотоносности в полях докембрийских отложений

Восточного Саяна, представляющих по существу южное продолжение структур Енисейского кряжа и несущих золотое оруденение, несколько напоминающее таковое в Енисейском кряже (Тушкунский, Карагайский и Жайминский узлы).

Нельзя не отметить большое разнообразие и подчас противоречивость мнений в отношении генетической связи золоторудных месторождений с теми или иными не только докембрийскими, но и более поздними магматическими комплексами. Это объяснимо не столько все еще слабой изученностью самих интрузивных комплексов, сколько недостаточной исследованностью места и условий золотого оруденения в процессах их формирования. Отсюда — нечеткость критериев и признаков генетической связи золотого оруденения с магматизмом в целом. Однако существуют самые общие закономерности, которые можно сформулировать, не рискуя вызвать серьезные возражения. Они проливают некоторый свет на природу золотоносности гранитоидов и на роль в этом явлении вмещающих их формаций.

Прежде всего можно считать твердо установленным тот факт, что упоминавшееся многообразие магматических комплексов, сопровождаемых золотым оруденением, особенно присуще полям развития вулканогенно-сланцевых формаций кембрия в восточных и центральных районах Алтае-Саянской складчатой области и девона — в крайних западных и юго-западных районах. За пределами названных формаций количество золотоносных комплексов резко падает. При этом золотоносность в связи с трещинными интрузивами отмечается среди формаций различного состава — как вулканогенно-сланцевых, так флишеидных и карбонатных. А. Я. Бульгеников (1962, 1964) связывает, например, золотое оруденение, проявившееся в пределах различных отложений на Салаире, с явно постскладчатыми малыми телами диорит-диабазов, а оруденение на месторождениях Коммунар, Кундат, Балыкса — с диорит-монцонитами. Золотое оруденение в связи с гранитоидными массивами батолитового типа, возникшими на месте, отмечается лишь в тех случаях, когда эти массивы распространены среди формаций с повышенным кларком золота, подобно Центральнинскому, Кожуховскому, Дудетскому, Орто́нскому массивам в Кузнецком Алатау, Ольховскому в Восточных Саянах и т. д.

Крупные батолитового типа гранитоидные массивы, происхождение которых можно объяснить переплавлением или «магматическим замещением» вмещающих флишеидных толщ кембрийского и верхнего палеозоя в Горном Алтае (Скуридин, 1964; Кузнецов и др., 1966), оказываются практически незолотоносными. Более того, некоторые крупные сложные и многофазные гранитоидные массивы, контактирующие частично с вулканогенно-сланцевыми, а частично с флишеидными толщами, сопровождаются золотым оруденением только на участках контакта



с вулканогенно-сланцевыми и отчасти карбонатными отложениями (Турочакский и Саракокшинский массивы в Северо-Восточном Алтае, Калбинский массив в Южном Алтае, Тыгертышский массив в Кузнецком Алатау и др.).

К анализу многообразных форм связи золотого оруденения с интрузиями разного состава, тектонического положения и фациальности мы вернемся ниже. Здесь лишь отметим, что выявляемые в Алтае-Саянской складчатой области закономерности пространственного соотношения вулканогенно-сланцевых формаций эвгеосинклинального типа, интрузивных комплексов, глубинных разломов и узлов золотоносности с той или иной региональной специфичностью прослеживаются в областях эвгеосинклинального типа различных периодов консолидации.

### **РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА**

Примерами зависимости распределения золотого оруденения от состава и строения регионов докембрийской складчатости могут служить крупные рудные провинции Америки, Австралии и Индии.

В составе Канадского щита различают архейские геосинклинального типа вулканогенно-осадочные отложения с преобладанием базальтоидов, в основном глубоко метаморфизованные и сильно дислоцированные, слагающие совместно с прорывающими их гранитоидами и гранито-гнейсами большую часть щита, а также менее дислоцированные и слабее метаморфизованные толщи вулканогенно-осадочных пород протерозоя, среди которых по сравнению с архейскими формациями резко возрастает роль аспидных сланцев, аркозов, карбонатов, кварцитов и железистых образований. Состав этих пород свидетельствует о более высокой степени экзогенной геохимической дифференциации в позднем докембрии первоначально базальтического вещества.

Наиболее крупная базальтовая провинция древнейших пород Канадского щита, так называемая провинция Верхнего озера, согласно Ф. Б. Кингу (1961), располагающаяся к северу от этого озера, простирается также в пределы Манитобы, Онтарио и Квебека. В этой провинции находится большинство крупнейших в Канаде золоторудных месторождений и рудных районов: Поркупайн, Киркленд Лейк, Литтл Лонг Лейк, Норанда и др. (рис. 14) (More, 1940), которые приурочены к вулканогенным основным породам свиты киватин.

Аналогичная по составу пород, но меньшая по размерам провинция Иеллоунайф располагается далеко на северо-западе, между озерами Большое Невольничье и Медвежье. К этой провинции приурочен второй по значению золоторудный район Канадского щита — Иеллоунайф. Главные золоторудные месторождения здесь

представлены кварцевыми линзами в зонах смятия среди хлоритовых сланцев докембрийского возраста (Boyle, 1960).

Близкие к наблюдаемым в пределах Канадского щита закономерности размещения золотого оруденения можно проследить в Гвианском щите Южной Америки. Наиболее древние породы имеют здесь преимущественную распространенность в юго-западной и центральной частях щита. Они представлены гранито-гнейсами, роговообманковыми гнейсами и слюдяными сланцами гвианской системы архея. В целом вещественный состав пород гвианского архея обнаруживает довольно высокую степень экзогенной дифференцированности слагающего его вещества. Золоторудные месторождения пространственно приурочены к древним диабазам, роль которых в составе гвианской системы довольно певелика, частично к базальным конгломератам перекрывающей их серии Рораима, но главным образом они тяготеют к протерозойской серии Пастора, сложенной андезитовыми и базальтовыми туфами. На площади развития пород этой серии расположены богатые месторождения золота Эль-Кальею, Спкапра, Эль-Мантеко, Ботанамо, Эльдорадо и Тумаремо (см. рис. 14). Есть основания генетически связывать их с молодыми гранитами, формировавшимися в древней толще (Лопес, 1959).

Избирательная приуроченность золоторудных районов к метаморфизованным комплексам вулканогенно-осадочных пород с преобладанием в их составе базальтического материала известна в выходах докембрийского щита Западной Австралии. Сулливан (Sullivan, 1948) отмечал, что более 90% золота этой провинции добыто из зеленокаменных пород, образовавшихся за счет основных и средних эффузивов, хотя они занимают площадь не большую, чем близкие по возрасту песчано-сланцевые породы свиты москито-крик, интродуцированные гранитоидами одновременно с зеленокаменной толщей. Среди первично-песчано-сланцевых комплексов региона в связи с этими гранитами проявляется уже не золотое, медное и цинковое, а танталовое, вольфрамовое и оловянное оруденение.

Исключительная приуроченность золотоносных жил к метаморфическим породам преимущественно основного состава, сохранившимся среди обширных полей гранитов и гранито-гнейсов, характерна для кристаллического докембрийского щита Индостана (рис. 15).

Еще в прошлом столетии геологи (Богданович, 1912) обратили внимание на столь же четкую распространенность золотоносных участков в пределах полей зеленокаменных пород на Аляске (рис. 16).

Принципиально тождественные закономерности отмечались Локком, Биллингслеем и Мэйо в золотоносной провинции Сьерры-Невады (Locke, 1941; Locke, Billingsley, Mayo, 1940), Гвима-раэсом (Guimaraes, 1947) для Бразильского кристаллического

А

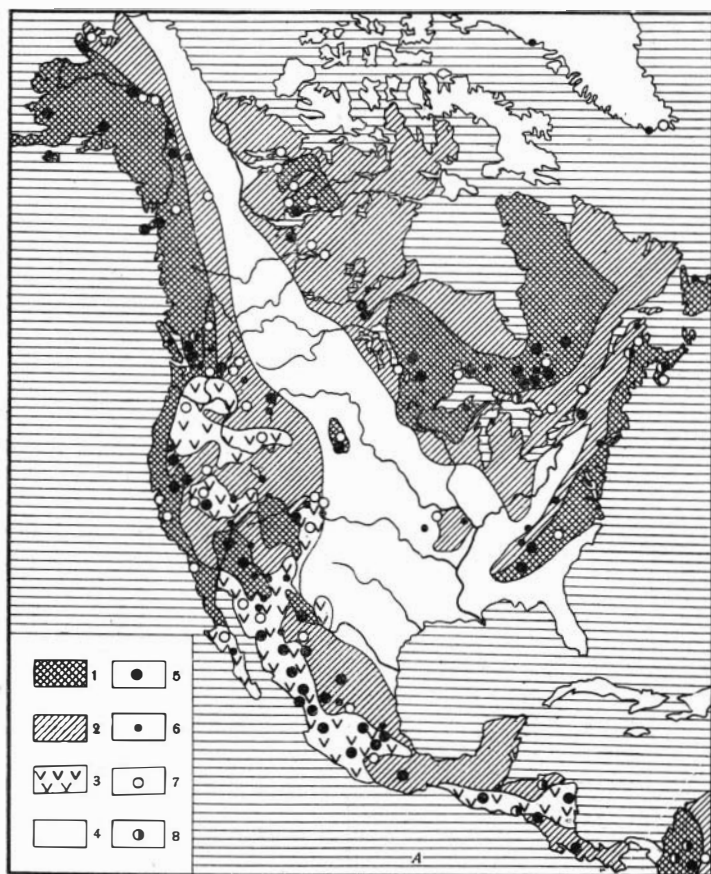
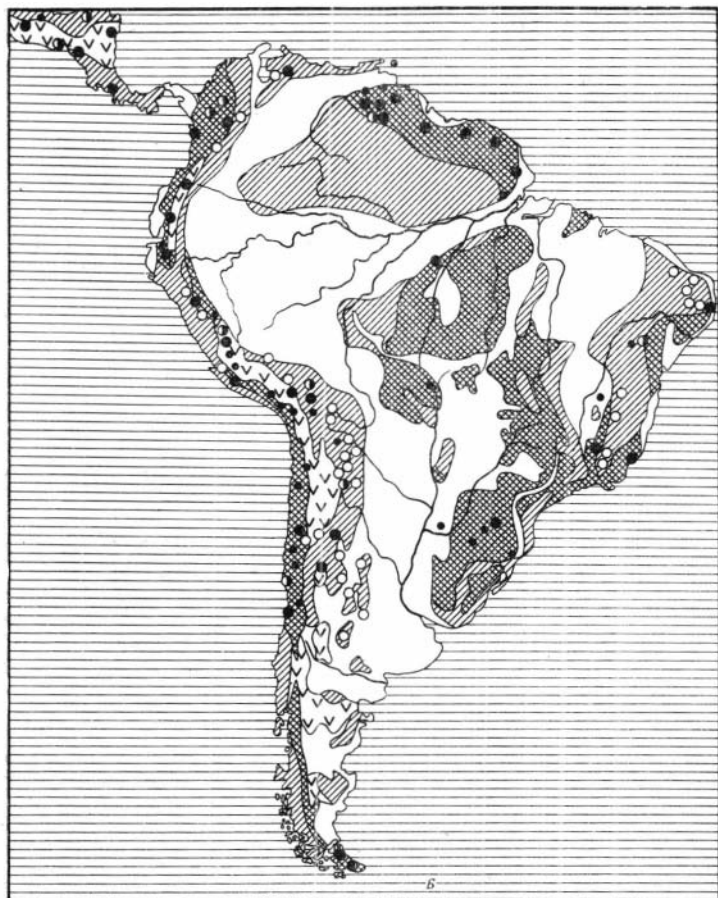


Рис. 14. Схема золотоносности Северной (А) и Южной (Б) Америки (Щербаков, 1965)

1 — формации эвгеосинклинального ряда; 2 — формации миогеосинклинального ряда; 3 — кайнозойские андезиты; 4 — чехол платформы; 5 — месторождения золота; 6 — месторождения других элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} < 1$ ; 7 — месторождения элементов с отношением  $\frac{C_c}{C_v} > 1$ ; 8 — месторождения элементов смешанного состава, т. е. концентрирующихся первоначально в основных эффузивах и в глинистых сланцах

щита, Мак-Грегором (Macgregor, 1951) для Южной Африки, П. Н. Кропоткиным (1941, 1948, 1955) для Северного Казахстана, Бойлем (Boyle, 1960) для провинции Иеллоунайф. Несколько различные объяснения отмеченных закономерностей имеют одну общую черту: допущение заимствования золота из основных



пород, аналитически, впрочем, до последнего времени должным образом не подтвержденное.

Наряду с золотоносностью эвгеосинклиналей широко известна не менее (а подчас и более) высокая продуктивность по золоту некоторых районов миеосинклинального типа. К их числу В. И. Смирнов (1963) относит Верхояно-Чукотскую область — одну из важнейших золоторудных провинций мира. В данном случае не приходится говорить о приуроченности главной массы золоторудных месторождений к отложениям спилито-кератофировой формации, так как они здесь практически отсутствуют. Таким образом, есть основание ожидать в песчано-сланцевых отложениях геосинклиналей специфичных условий размещения эндогенных месторождений золота. Попробуем проследить их в Западной Чукотке.

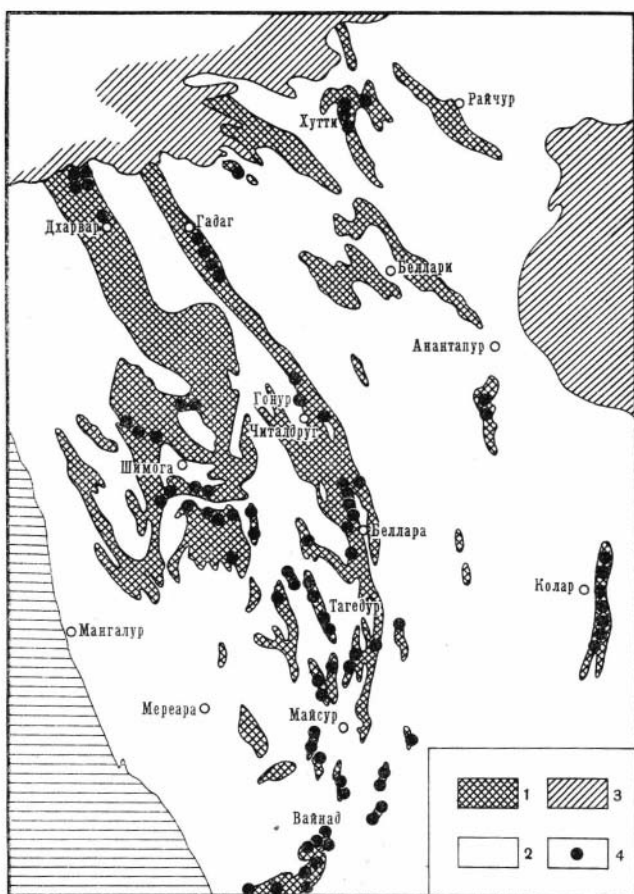


Рис. 15. Золоторудные месторождения в Майсуре (Кришнан, 1963)

1 — метаморфические зеленокаменные породы дарварской серии докембрии;  
2 — граниты, гнейсы; 3 — молодые осадочные формации; 4 — месторождения  
золота

## ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Западная Чукотка фигурирует в литературе как один из примеров независимости рудной специализации гранитоидов от состава вмещающих их формаций, поскольку последние рассматриваются в этом случае как весьма однородные — песчано-сланцевые — породы, а гранитоиды несут определенно различную металлонность: в одних случаях существенно оловянную, в других — золотую (Лугов, 1959, 1962).

Исследования Западной Чукотки в последние годы выявили многие закономерности пространственной связи обнаруженных за этот же период золоторудных месторождений с интрузивными ком-



занимающих большую площадь, чем поднятия, развиты отложения верхнего триаса, юры и нижнего мела.

Докембрийский фундамент в выходах на Омолонском, Восточно-Чукотском массивах и на острове Врангеля сложен архейскими гнейсами и гранитами различного состава, протерозойскими кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами.

Палеозойские отложения, вскрываемые в некоторых антиклинальных поднятиях на севере Чукотки (подобно северной части Аляски), относятся С. М. Тильманом (1962) к мпогеосинклинальной внешней зоне Тихоокеанского складчатого пояса. К югу их фациальный состав приобретает эвгеосинклинальный характер внутренней зоны. В ордовике Анюйского района развиты терригенные типично мпогеосинклинальные осадки. Суммарная мощность их достигает 1100—1400 м. Терригенные отложения девона сменяются к юго-западу вулканогенно-осадочными толщами, в существенной мере карбонатными. Эффузивы имеют липарито-дацито-андезитовый состав. Общая мощность девонских отложений, согласно С. М. Тильману (1962), примерно 4400 м. В нижнем карбоне в пределах Алярмаутского поднятия Анюйской складчатой зоны накапливаются карбонатные и песчанистые отложения мощностью более 1000 м. Сходный разрез пород турнейского и визейского ярусов описан В. П. Полз к востоку от Чаунской губы в низовьях р. Пегтымея и в Куэквунском районе. Нижняя пермь в своде Яракваамского поднятия сложена граувакковыми и туфогенными песчаниками и андезитовыми туфами общей мощностью до 1000 м. Верхнепермские отложения представлены также туфами средних и частично основных эффузивов, пирокластелитами, полимиктовыми песчаниками и карбонатными породами суммарной мощностью порядка 1000 м. В среднем течении р. Б. Анюя, по данным Ю. М. Довгаля, в составе пермских отложений присутствуют породы спилито-кератофировой формации.

С различием состава наиболее распространенных в регионе мезозойских пород, как мы увидим ниже, связаны главные закономерности размещения золоторудных площадей Западной Чукотки. Триасовые отложения залегают на размытой в той или иной степени поверхности палеозойских пород с региональным стратиграфическим несогласием. Детально изученный Г. М. Сосунным разрез нижнего триаса по Энмынвеему и его притоку ручью Крутому характеризуется переслаиванием полимиктовых песчаников, алевроитов, туфогенных песчаников, диабазовых туффигов и хлоритовых сланцев. Мощность нижнетриасовых отложений здесь, видимо, значительно превышает 1000 м. Помимо их насыщенности основными туфогенными породами, отличительной чертой разреза является широкое развитие диабазовых даек, силлов и штоков. В более высоких горизонтах триаса диабазы не встречаются. Среди нижнетриасовых пород Ичувеемского поднятия в Чаун-Чукотском районе диабазы и туфы неизвестны, но

нами наблюдались здесь граувакковые песчаники, содержащие вулканогенный материал основного состава. В частности, в них распространены пльменит, лейкоксен, плагиоклазы (№ 40—48) и обломки пир

Аньюйской зоны (Гельман, 1961). Следует отметить в общем повышенное содержание в породах нижнего триаса железа, магния и карбонатов, а также элементов-примесей, присущих базальтоидам: Ni, Co, Cr, Cu, Sc, V, Mn.

К среднему трпасу в Аньюйской складчатой зоне условно относится песчано-сланцевая толща мощностью более 400 м, детально описанная Г. М. Сосуновым в береговых обнажениях Энмынвеема и выделенная им первоначально в понеургенскую свиту. В Чаун-Чукотской складчатой зоне эта свита самостоятельно не выделяется, и ее аналоги рассматриваются в составе кэпэрвеемской свиты, относимой М. Е. Городинским, С. М. Тильманом, Д. Ф. Егоровым, Г. М. Сосуновым и другими геологами к  $T_{1-2}$ . По данным Ю. А. Пинегина, выходы кэпэрвеемской свиты по сравнению с более молодыми отложениями Аньюйского комплекса характеризуются несколько повышенной магнитностью. Отличительной их чертой является зачаточная ритмичность флишевого типа, свойственная аспидной формации, предшествующей накоплению настоящих флишевых толщ.

Раннемезозойский базальтоидный вулканизм Чукотки рассматривается С. М. Тильманом (1962) как проявление черт эвгеосинклинального развития внутренней зоны Тихоокеанского складчатого пояса, присущее в равной мере верхнепермско-нижнетриасовым отложениям Аляски. С другой стороны, М. Л. Гельман (1963) по составу, возрасту и характеру проявления склонен относить диабазы Аньюйской зоны к толеитовой континентальной серии, отмечая отсутствие в диабазах оливина в отличие от сибирских траппов. Последнее обстоятельство определено роднит диабазы Чукотки с магмами так называемого андезитового кольца. Известное же сходство их с траппами гибридного ряда отражает специфику раннемезозойского этапа развития региона.

Преобладающую распространенность в триасовых разрезах Чукот

рийского ярусов. Отличительная черта карнийских отложений — их флишоидность. Разрез карния обычно начинается пачкой глинисто-углистых сланцев, сменяющейся затем переслаиванием сланцев, аркозовых и кварцевых алевролитов и песчаников и мощных пачек флишоидного чередования пород, характеризующихся двух- или трехэлементными ритмами. Общая мощность отложений карнийского яруса оценивается М. Е. Городинским, Д. Ф. Егоровым, С. М. Тильманом (1960, 1962) и другими геологами в 1500 м. Норийские отложения, имеющие мощность около 1000 м, на большей части территории представляют как бы продолжение флишоидных толщ карнийского яруса. Однако местами



(Яракваамское поднятие Анюйской складчатой зоны) в их составе отмечается большое количество туфогенных песчаников, андезитовых туфов и туффитов.

Общей чертой триасовых отложений региона является уменьшение снизу вверх их железистости и карбонатности, постепенное возрастание роли аркозовых и кварцевых песчаников вместо полимиктовых и возрастание роли сланцев по сравнению с песчаниками и алевролитами. К концу норийского века начавшиеся поднятия вызывают смену флишевых фаций граувакковыми песчаниками и пирокластелитами.

Распространенные в синклинальных прогибах юрские отложения представлены в основном нижним и верхним отделами. Средняя юра на значительной части Северной и Западной Чукотки выпадает из разреза, что связано со значительными поднятиями в это время. В составе нижней юры песчано-сланцевые отложения переслаиваются с туфами, туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами. Их мощность в Раучуанском прогибе, по данным М. Е. Городинского и К. В. Паракецова (1960), достигает 850—860 м. Верхнеюрские разрезы отличаются пестротой состава и фациальной невыдержанностью. Местами они представлены породами осадочного цикла, местами состоят почти сплошь из туфов и туфолов андезитов и андезито-базальтов. Мощность их (900—1100 м) увеличивается в центральной части Олойского прогиба до 2500 м; причем здесь возрастает роль эффузивов.

Меловые отложения распространены в пределах позднегеосинклинальных впадин. Для нижнего мела характерны песчано-сланцевые молассовые толщи. В некоторых впадинах нижнемеловой разрез включает туфы и лавы андезитов. Вверх по разрезу морские отложения валанжина сменяются вулканогенно-осадочными, а затем преимущественно вулканогенными отложениями состава от диаритов и дацитов до андезитов и андезито-базальтов.

Верхнемеловые эффузивы перекрывают с юга ранне- и средне-мезозойские структуры Анюйской и Чаун-Чукотской зон и принадлежат совместно с эффузивами палеогена к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Мощность колеблется от 1000 до 4000 м и более. В палеогене вулканическая деятельность завершается излияниями базальтов.

Резюмируя данные по составу и строению осадочно-вулканогенных отложений Западной Чукотки, обратим внимание лишь на те их черты, которым, как мы увидим, подчинено распределение в этом регионе мезозойского золотого оруденения. Это прежде всего резкое преобладание отложений триаса и закономерное вверх по разрезу уменьшение в их составе вулканогенного материала при резком возрастании роли глинистого материала. В этом же направлении граувакковый состав кластических пород сменяется аркозовым и существенно кварцевым. Важно также отметить, что структурным планом региона обусловлено преобладание на по-

верхности в антиклинальных поднятиях ниже-среднетриасовых туфогенно-песчаниковых толщ, а в синклинальных прогибах — флишеидных верхнетриасовых и более молодых.

Интрузивные комплексы, главным образом гранитоидные, занимают около 20% площади рассматриваемой территории, а на западе района — еще более. В основном распространены мезозойские гранитоиды. Л. В. Фирсовым (1962) установлено послевалайкинское время образования большинства гранитоидов умеренной кислотности и верхнемеловое — преимущественно лейкократовых и аляскитовых. Убедительным представляется вывод Л. В. Фирсова о принадлежности позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока к общему этапу магматической деятельности при котором омоложения интрузий по мере приближения к Тихоокеанскому подвижному поясу.

Золотое оруденение Западной Чукотки, по мнению многих геологов, обнаруживает преимущественную связь с умереннокислыми гранитоидами, тогда как олово тяготеет к лейкократовым и кислым. Кроме того, отмечается приуроченность большинства золотоносных площадей к антиклинальным поднятиям региона. С. М. Тильманом (1962) отмечено размещение золотоносных узлов вдоль региональных ослабленных зон, развивающихся в участках сопряжения антиклинальных поднятий с линейными внутренними межгорными впадинами. Подобные зоны в зависимости от размаха вертикальных движений имеют различную ширину и отличаются насыщенностью магматических тел различной величины, участками окварцевания и брекчирования пород и многочисленными кварцевыми жилами. Часто подобные тектонические зоны проникают вглубь впадин и поднятий.

С. М. Тильман (1962) обосновывает свой вывод на примерах главнейших тектоно-магматических зон региона: Кэпэрвеемской, Пауктуваамской, Тэтэмвеемской и Яракваамской. Вместе с тем отмеченная закономерность не дает полного объяснения распространности золотого оруденения, поскольку отражает лишь одну, структурную, сторону ее зависимости. Простираясь, как известно, на громадные расстояния, столь же благоприятные структуры, как и те, в которых зафиксировано оруденение, остаются совершенно безрудными. Потенциальная возможность локализации рудных месторождений в тех или иных структурах реализуется при каких-то других, не менее определенных, но не всегда обязательных, условиях. Установление и понимание природы этих условий облегчается фактом приуроченности большинства участков коренной и россыпной золотоносности Западной Чукотки к выходам кэпэрвеемской свиты и к участкам ее неглубокого погружения под отложения верхнего триаса или более молодых толщ.

Точнее можно сказать, что существует определенная тенденция в приуроченности золотого оруденения к тем участкам, где умереннокислые гранитоиды залегают среди отложений кэпэрвеемской

свиты при наличии благоприятных рудоконтролирующих структур. Подобным образом значительные золотоносные узлы расположены в Куэкувунском, Ичувеевском, Кэпэрвеевском, Майнгы-Пауктуваамском, Яракваамском, Энмынвеевском и других районах. Сходная геологическая позиция отмечается в участках проявления золотоносности на Сухарнинском, Мало-Ануйском, Алярмаутском и других поднятиях. Некоторые кажущиеся исключения из намечающейся закономерности помогают понять ее генетическую сущность. Так, золотоносность в пределах верхнемезозойских терригенных формаций Раучуанского прогиба наблюдается на простирации осевой части Эльвенеиской структуры, сложенной породами кэпэрвеевской свиты. На восток-юго-восточном протяжении Ичувеевского поднятия прослеживаются признаки золотоносности в пределах выходов верхнего триаса и далее в правобережье р. Палываама в пределах эффузивных верхнемеловых, возможно палеогеновых, покровов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наконец, Бургахчанский и Баимский золотоносные участки расположены близ контактов гранодиоритовых массивов, залегающих среди вулканогенных отложений основного состава верхней юры.

В дотриасовых отложениях золотое оруденение известно в приконтактовом ореоле Велиткинайского батолита в Куэкувунском районе и в пределах Алярмаутского поднятия. В обоих случаях гранитоидные массивы приурочены к толщам, в существенной мере граувакковым или туфогенным (рис. 17).

Обобщая данные по вещественному составу формаций, в пределах которых развиваются сопровождающиеся золотым оруденением гранитоидные массивы, мы видим, что во всех случаях характерной чертой этих формаций являются чаще бóльшая, чем меньшая, примесь основного и среднесосновного вулканогенного материала, а также граувакковый состав песчаников и алевролитов, которые наряду с пирокластитами количественно значительно преобладают над глинистыми сланцами.

Наибольшие, как отмечалось выше, содержания золота устанавливаются в регионе для вулканогенных и граувакковых отложений, наименьшие — для аркозовых и сланцевых (см. табл. 7). Относительная распространенность разных пород в осадочных формациях региона позволяет сделать вывод о повышенной ( $0,002—0,003 \text{ г/т}$ ) концентрации золота в отложениях кэпэрвеевской свиты и в вулканогенных образованиях другого возраста и пониженной (до  $0,001 \text{ г/т}$ ) — в толщах верхнего триаса и осадочного валанжина. Предположение о возможно повышенных кларках золота в осадочных породах впервые сделано Ф. Н. Шаховым (1961).

Наряду с размещением золотоносных узлов на территории Западной Чукотки среди толщ с повышенным содержанием золота важно отметить, что большинство золотоносных участков одновременно лежит в более или менее широких (порядка  $5—6 \text{ км}$ ) ореолах гранитоидных массивов. Выходы кэпэрвеевской свиты на

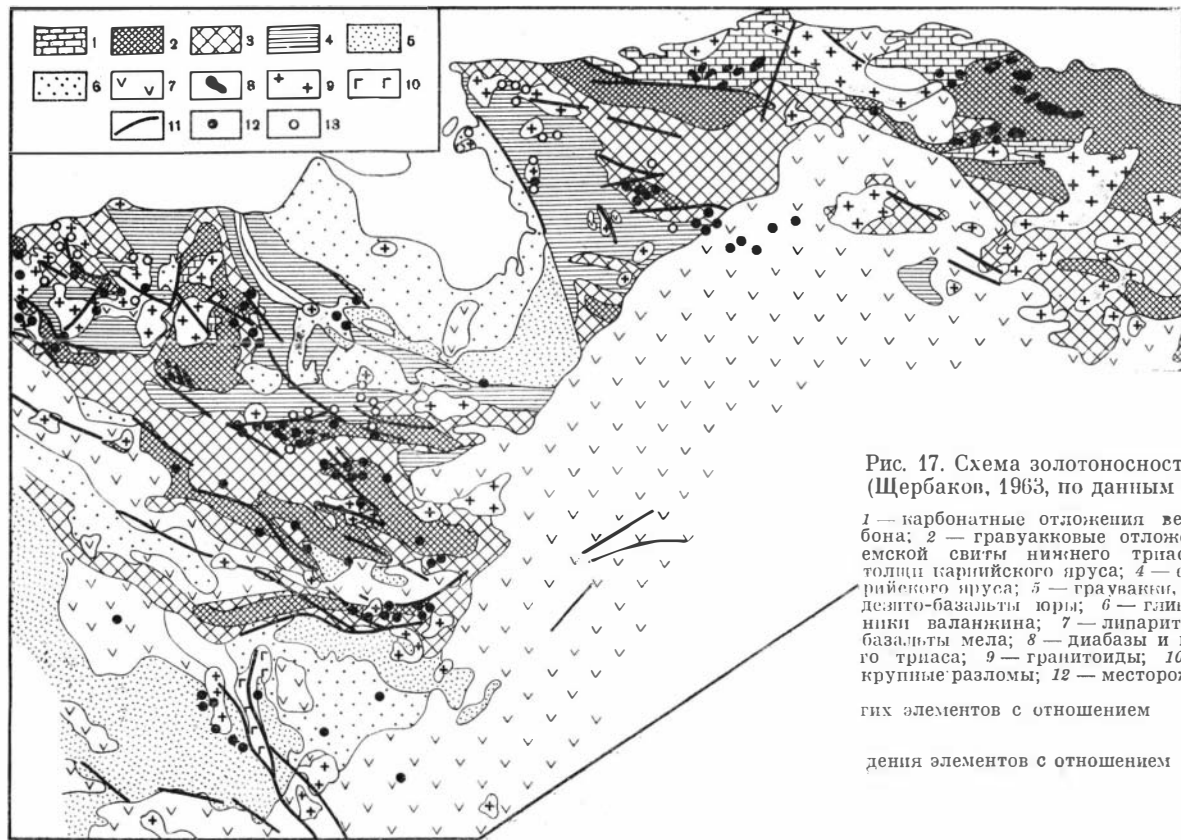


Рис. 17. Схема золотоносности Западной Чукотки (Щербаков, 1963, по данным СВГУ, СВКНИИ)

1 — карбонатные отложения верхнего девона и карбона; 2 — гравуакковые отложения и туфы капарвемской свиты нижнего триаса; 3 — флишoidные толщи карийского яруса; 4 — флишoidные толщи норийского яруса; 5 — гравуакки, глинистые сланцы, андезит-базальты юры; 6 — глинистые сланцы, песчаники валанжинки; 7 — липариты, дациты, андезиты; базальты мела; 8 — диабазы и габбро-диабазы нижнего триаса; 9 — гранитоиды; 10 — гипербазиты; 11 — крупные разломы; 12 — месторождения золота и дру-

гих элементов с отношением

$$\frac{C_c}{C_v} < 1; 13 — \text{месторож-}$$

дения элементов с отношением

$$\frac{C_c}{C_v} > 1$$

площадах, где не проявлен гранитоидный магматизм, лишены золотосности, так же, как практически лишены ее гранитные массивы в формациях, содержание золота в которых предположительно не превышает сколько-нибудь значительно 0,001 г/т.

Признаки приуроченности золотосных гранитоидов к формациям с несколько повышенным по сравнению с окружающими комплексами пород местным кларком золота в районах эвгеосинклинального и мпогеосинклинального типов развития побуждают проследить закономерности пространственного соотношения золоторудных узлов с золотосными магматическими комплексами и вмещающими их формациями в районах завершенной складчатости, где золотое оруденение проявилось в связи с кайнозойским эффузивным магматизмом. Подобный тип золотосных провинций, как известно, в общем балансе мировой золотодобычи играет видную роль. К ним принадлежат золоторудные районы Тихоокеанского андезитового кольца (см. рис. 15, 16) и Средиземноморской области.

### РУМЫНИЯ

В виду разнообразных условий проявления золота и относительно хорошей изученности рассмотрим как пример три старинных золотосных района Европы: первый расположен в Западных Румынских горах Металифер, второй — в районе города Бая Маре, на севере Румынии, третий — в Восточных Карпатах (рис. 18).

Все три названных региона принадлежат к Карпатской горной цепи и Паннонскому срединному массиву, который она обрамляет. Заложение альпийской геосинклинали, самостоятельным фрагментом которой является Карпатская складчатая область, относится к перми (Архангельский, 1947). Подстилающая ее жесткая глыба межгорного Паннонского кристаллического массива формировалась с нижнего палеозоя, а возможно, и докембрия. Претерпев каледонский и герцинский тектогенез, массив приобрел черты платформы. В Трансильвании массив погружен на различную глубину, а в горном обрамлении Внутренних Карпат он образует прерывистую цепь выступов фундамента, сложенных метаморфическими толщами, среди которых существенная роль принадлежит серицит-хлоритовым сланцам и мраморизованным известнякам. Развитие альпийской геосинклинали в полосе Внешних Карпат и накопление в них флишеидных формаций связано с поднятиями и размывом Паннонского фундамента. Фазы складчатости, проявившиеся в геосинклинальных областях Карпат в течение мезозоя и кайнозоя, но особенно на границе палеогена и миоцена, а также миоцена и плиоцена, сопровождались расколами фундамента, все более глубоким погружением блоков, относительно отдаленных от Карпатской дуги, и проявлениями интрузивного и наземного вулка-

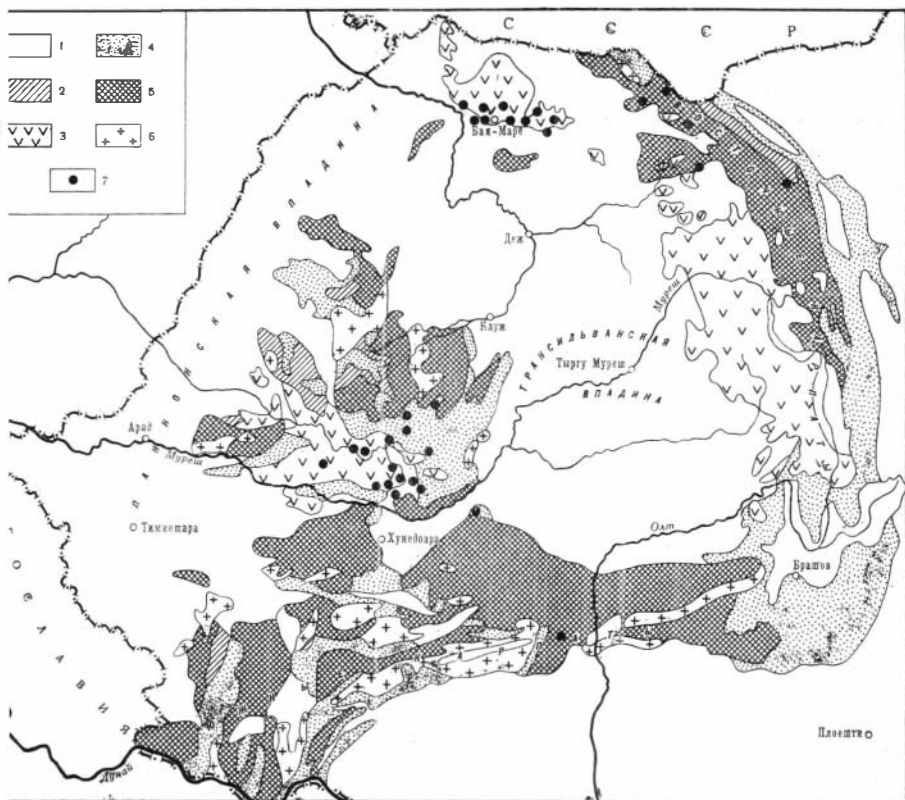


Рис. 18. Схема золотоносности Румынии [по данным Геологического комитета РНР (1957) и В. Брана (1958) с изменениями]

1 — осадочные породы кайнозоя; 2 — осадочные породы мезозоя; 3 — осадочные породы палеозоя; 4 — кристаллические сланцы; 5 — третичные, частью более древние эффузивы; 6 — интрузивные породы, главным образом, гранитоиды; 7 — месторождения золота

низма вдоль разломов, нередко глубинных (Костюк, 1958, 1959, 1961).

К выступам фундамента, его стыкам со складчатым мезо-кайнозоем и к собственно альпийским геосинклинальным отложениям во Внутренних Карпатах приурочены магматические образования различного возраста, состава и форм залегания (Джюшке, 1960). Важно отметить преимущественно основной характер магматизма, зафиксированный распространением амфиболитов и хлоритовых сланцев в наиболее древних метаморфизованных толщах фундамента, вскрытых в Марамурешском кристаллическом массиве, к которому в бассейне р. Бистрицы приурочен упомянутый золотоносный район Восточных Карпат.

Золотоносные районы Бая Маре и Румынских рудных гор — Металифер — представляют участки типа молодой платформы, развитой на сравнительно неглубоко погруженных блоках кристаллического фундамента. Наиболее северное месторождение «золотого **четырёхугольника**», как издавна называют небольшую площадь на юге Трансильвании, где заключено значительное количество золоторудных месторождений — Бая де Ариеш, расположено на стыке амфиболитов, кристаллических сланцев и мраморов фундамента, обнажающегося на дневной поверхности с третичным андезитом.

На месторождении Рошия Монтана, представляющем жильную серию в эруптивных брекчиях, обрамляющих риолитовый некк, брекчии содержат многочисленные обломки пород кристаллического фундамента, в том числе серицито-хлоритовые сланцы.

В. П. Костюк (1961) отмечает повсеместную для Внутренних Карпат и прилегающих площадей Паннонской глыбы преимущественную приуроченность тортон-сарматских вулканитов, с которыми связано главное золотое оруденение региона, именно к приподнятым участкам фундамента: массивам Апусени, Бая Маре, Родна-Циблешу и др. Д. Джюшке (Giuşca, 1956), Онческу (Onăcseşti, 1957), Рэдулеску (Rădulescu, 1953), Павелеску (Păvelescu, 1953), Г. Чофлика (1956) выделяют в этих районах четыре фазы вулканизма. В первой преобладают андезиты, ко второй — нижне-среднесарматской — относятся главным образом потоки и туфы дацитов, третья фаза включает молодые паннон-плиоценовые андезиты, а в четвертой — верхнеплиоценовой, помимо андезитов, отмечаются излияния базальтовых лав. Сложность и разрозненность разрезов третичных вулканических разрезов районов Бая Маре и массива Апусени привели к существенным расхождениям мнений в оценке количества вулканических фаз и последовательности проявления разных по составу магм (Ghiţulescu, Socolescu, 1941; Bleachu, Dimitrescu, 1957).

В. П. Костюк (1961), проанализировавший громадный материал по третичному магматизму Карпатской дуги, наиболее общими его чертами считает почти повсеместное распространение андезитовых магм в начале тортонских извержений и постепенную смену кислыми. Также определенно можно говорить о неоднократном проявлении золотого оруденения на протяжении третичного вулканизма региона и о завершении рудной минерализацией многостадийных вулканических и эруптивных процессов в каждом рудном поле.

Золоторудные месторождения районов Бая Маре и гор Металифер, как правило, пространственно приурочены к третичным некам или субвулканическим штокам андезитов, трахитов, дацитов и риолитов, иногда гранит-порфиров, прорывающих осадочные и вулканогенные толщи от триаса до сармата, полого перекрывающие кристаллический фундамент. Какой-либо систематической

приуроченности неков или субвулканических штоков, сопровождаемых золотым оруденением, к определенным по составу вмещающим толщам не наблюдается. Наиболее определена их связь с разломами в участках сравнительно приподнятой поверхности фундамента.

Источниками золота рассматриваемых районов, по-видимому, правильной всего считать магматические очаги, питающие магмой наземные эруптивные аппараты.

## ВЫВОДЫ

Резюмируя основные закономерности строения рассмотренных золотоносных провинций, следует отметить преимущественную, хотя и не исключительную, приуроченность гранитоидных золотоносных интрузий и золоторудных узлов к формациям с несколько повышенным местным кларком золота. В эвгеосинклиналях это главным образом вулканогенно-осадочные комплексы с преобладанием основных эффузивов, а во «флишевых» геосинклинальных зонах — по-видимому, в основном граувакковые отложения. За пределы распространения формаций с повышенным кларком золота золотое оруденение проникает совместно с мелкими интрузивными телами вдоль разломов, особенно глубинных.

Наибольшая пространственная разобщенность золоторудных узлов с указанными формациями имеет место в областях завершенной складчатости, золотое оруденение в которых связывается с эффузивным вулканизмом. Однако даже в этом случае прослеживается зависимость размещения золоторудных узлов от положения в пространстве толщ, в которых устанавливается или на основании геохимических свойств золота может предполагаться повышенное содержание золота. Чем более древними и эродированными являются складчатые области и чем яснее выражен эвгеосинклинальный характер их развития, тем все более тесную пространственную связь золоторудных узлов с подобными толщами мы обыкновенно наблюдаем. Сам факт закономерной зависимости распределения золоторудных узлов от положения в рудных провинциях формаций с повышенным кларком золота свидетельствует о глубоком генетическом смысле такой связи. Приблизиться к пониманию ее сущности позволяет анализ пространственных соотношений с рассматриваемыми формациями генетически различных типов золотого оруденения.



## Г л а в а    III

### РАЗМЕЩЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

#### ВВЕДЕНИЕ

Специфичность пространственного соотношения генетически различных золоторудных месторождений с формациями, в которых устанавливается повышенный кларк золота, в высокой степени определяется своеобразием генезиса руд. Принципиальное отличие собственно метасоматитов, метасоматитов с наложенной минерализацией и жил объясняется Ф. Н. Шаховым (1964) возникновением месторождений соответствующих типов на разных этапах жизни горячих растворов. Месторождения каждой из этих групп формируются растворами, все менее активными по отношению к боковым породам. Падение активности горячих растворов при всей неравномерности процесса (Набоко, 1961, 1962) связано с их постепенным охлаждением, смешением с водами поверхностного происхождения и последовательно возрастающей насыщенностью основаниями из промываемых ими пород. При всей сложности эволюции состава растворов, в существенной мере объясняемой гипотезой волны кислотных компонентов (Коржинский, 1957, 1958, 1962), общая последовательность отложения главнейших продуктов взаимодействия горячих растворов и пород выдерживается повсеместно.

Скарны, грейзены, вторичные кварциты и другие метасоматиты с мономинеральным в пределе составом теснее всего связаны пространственно с источником растворов. Это продукты наибольшей перегруппировки вещества в различных физико-химических условиях. По мере насыщения растворов они сменяются перемещенными метасоматитами типа колчеданных залежей, серицитолитов, бериллиевых и оловянных руд в грейзенах и, наконец, метасоматитами с наложенной вкрапленно-штокверковой или штокверковой минерализацией. Рудообразующая деятельность циркулирующих растворов завершается образованием рудных и затем «пустых» жил (Шахов, 1964).

В специальной литературе широко освещены черты состава, строения, размещения и условий образования золоторудных месторождений различного генезиса (Beyschlag, Krusch, Vogt, 1913;

К. И. Богданович, 1913; Линдгрэн, 1928; Dunn, 1929; Эммонс, 1937; Обручев, 1910, 1911, 1934, 1955; Бэтман, 1949; Schneiderhöhn, 1955; Билибин, 1959, 1961<sub>1-3</sub>; Рожков, 1959; Петровская, 1960; Бородаевский, 1960; Шило, 1955, 1960, 1963; Фосс, 1963). Разносторонний материал по геологии и минералогии золоторудных месторождений в этих и во многих других работах, посвященных отдельным регионам или рудным полям, дает возможность проследить главные особенности расположения золоторудных месторождений различных генетических типов по отношению к формациям с повышенным кларком золота. Вне такого анализа решение вопроса об источниках золота в рудном процессе было бы недостаточно обоснованным. Повышенный интерес в этом же смысле представляют всевозможные обстоятельства пространственного смещения различных типов золотой минерализации.

Приступая к рассмотрению закономерностей размещения генетических типов эндогенной золотой минерализации в пространстве, мы сталкиваемся с серьезным осложняющим обстоятельством: во многих районах большинство проявлений золотоносности — суть россыпи. Исключить их из рассмотрения — означало бы оставить вне поля зрения обширнейшую информацию по интересующему нас вопросу, но привлечь их на равных правах с коренными месторождениями — значит как-то исказить данные, на которых должны быть построены ответственные выводы, ибо без горизонтального перемещения золота аллювиальные россыпи немыслимы. Какова величина этого перемещения, допустимо ли им пренебречь, и если да, то в каких случаях, в каких районах и в какой степени? Единства взглядов по этому поводу нет. Среди многих исследователей россыпей бытует поддержанное в свое время Ю. А. Билибиным (1955) мнение о том, что аллювиальные россыпи обычно перенесены от своих источников на большие расстояния. Наряду с этим существует взгляд о сравнительно малых масштабах транспортировки аллювиального золота (Шило, 1955, 1960; Синюгина, 1964, 1965).

Привлекая для решения поставленного вопроса данные по россыпям, мы должны представлять реальную степень их разобщенности с коренными источниками и прежде всего на площадях, прямое изучение которых определяет характер основных выводов. Выявление закономерных пространственных соотношений россыпей с коренными источниками связано с уточнением возможностей реконструкции по россыпям также генетических типов коренных источников. До сих пор главной задачей изучения россыпей было стремление к совершенствованию методов их поисков, оценки, способов разведки и эффективности отработки. Как возможные индикаторы коренного золотого оруденения россыпи долгое время изучались недостаточно. Поэтому, несмотря на успехи в установлении зависимости условий формирования россыпей от особенностей рельефа, климата, неотектоники и состава коренных

месторождений (Рожков, 1955; Трофимов, 1960; Мирчинк, 1960; Шило, 1956, 1958; Карташов, 1963), россыпи еще продолжают привлекать внимание с точки зрения использования их для поисков коренных месторождений. Это определило направление и последовательность наших исследований затронутой проблемы. По той же причине рассмотрение размещения концентраций золота в рудных провинциях начнем также с россыпей.

## **ЗОЛОТОНОСНЫЕ РОССЫПИ**

### **Условия формирования и размещения**

Полное отсутствие до настоящего времени сведений о размещении золотоносных россыпей относительно геологических формаций с повышенным кларком золота побуждает начать рассмотрение проблемы не с обобщений, а с систематического анализа одного достаточно крупного и сложного по условиям золотоносности региона. Изучение условий связи россыпей с коренными источниками и с геохимически различными формациями проводилось нами в Алтае-Саянской складчатой области. На примере этой весьма сложной по строению золотоносной провинции Сибири, россыпи которой известны и эксплуатируются уже более 130 лет, попробуем проследить те особенности формирования, размещения, строения и состава россыпей, которые могут способствовать выяснению местонахождения и генетической принадлежности коренных источников. Для цельности изложения остановимся сначала на общих закономерностях развития рельефа и россыпей этого региона, затем — на морфологии и составе россыпного золота и, наконец, на рассмотрении его спутников.

Развитие рельефа в Алтае-Саянской складчатой области существенно отразилось на проявлении россыпной золотоносности. На большей части современных горных сооружений к началу олигоценовых поднятий здесь была сформирована более или менее глубокая кора выветривания (Щукина, 1956; Казаринов, 1958). Поднятия вызвали ее эрозию. В степных частях Алтая и в наиболее пониженных районах Салаира эрозия почти не затронула обогащенные золотом зоны окисления сульфидных месторождений, россыпей там не возникло. В этих районах, как правило, сохранился почти полный разрез четвертичных отложений, покрывающих третично-меловую кору выветривания (Казаринов, 1958). Подобные районы представляют слабо всхолмленную равнину со средними отметками обычно не более 300 м. Близ коренных месторождений полиметаллических сульфидных руд с золотом в подобных геоморфологических условиях долинные россыпи золота практически отсутствуют несмотря на широкую зараженность аллювия мелким чешуйчатым золотом. Там, где рельеф постепенно повышается и увеличивается его изрезанность, начинают встречаться признаки

некогда разрабатывавшихся на золото небольших россыпей (окрестности Белорецкого месторождения на Северном Алтае, около Урских месторождений на Салаире и др.).

Другая неблагоприятная для формирования золотых россыпей особенность в развитии рельефа — резкие и значительные его поднятия выше снеговой линии — отмечается в Юго-Восточном и Центральном Алтае, а также в некоторых районах Западных Саян.

Высокогорные долины обычно имеют троговый характер. Очень часто наиболее мелкие из них почти лишены аккумулятивных террас. Ложа долин выпажаны ледниками. Долины, особенно в верхнем течении, отличаются малой мощностью аллювия, который слабо окатан, плохо отсортирован по гранулометрическому составу и содержит много крупных валунов. Аллювий образуется здесь за счет невыветрелого «свежего» делювия и размываемых морен. При перемыве золотоносных морен, особенно энергичном при отступании ледников, не могли образоваться значительные русловые россыпи, но при этом, возможно, освободилась масса мелкого золота, давшего косовые россыпи.

В высокогорных районах Алтае-Саянской складчатой области эрозия древних зон окисления с золотом, освободившимся от породы, и формирование аллювиальных россыпей многократно прерывались появлением ледников. По-видимому, россыпи **высокогорных** районов если и начали возникать в начале третичной эпохи, то были уничтожены в результате ледниковой экзарации, рассеявшей золото. Е. Н. Щукина (1956) пришла к выводу о возможной сохранности золотых россыпей в Горном Алтае только за пределами районов, подвергавшихся оледенению. Несмотря на дальний разнос золота в рыхлых отложениях высокогорных областей, положение золотоносных шлихов нередко фиксирует участки поступления золота в аллювий, о чем можно судить по частой приуроченности этих участков к местам пересечения долинами минерализованных разломов или интрузивных контактов. Многие коренные неокисленные выходы золотых и золото-сульфидных руд на крутых склонах не сопровождаются хоть сколько-нибудь повышенной золотоносностью аллювия, питающегося за счет привноса бесспорно золотоносного делювия. Это обстоятельство объяснимо ничтожной степенью освобождения золота из неокисленных руд и рассеянием его быстрыми горными реками.

Оптимальные для формирования россыпей условия существовали в ныне среднегорных районах Алтае-Саянской складчатой области. На большей части Саян, Кузнецкого Алатау, Северо-Восточного Алтая и Салаира, где поднятия были достаточно медленными и амплитуда их не превышала, как правило, нескольких сотен метров, эрозия вскрыла зоны окисления с освободившимся от породы золотом и обусловила широкое развитие аллювиальных россыпей.

Одним из типичных и крупных золотороссыпных районов подобного типа является Горная Шория с прилегающими к ней

площадями Кузнецкого Алатау и Северо-Восточного Алтая. Это обширная среднегорная страна с хорошо выработанным рельефом, широкими водораздельными пространствами, пологими склонами и древними долинами крупных рек. В ее расчлененном рельефе сохранились реликты трех поверхностей выравнивания. Наиболее высокие горы Сундук, Салан, Патын, Мустаг, Аталык, Каратаг, Асыр, Кубес и другие имеют отметки в интервале 1200—1900 м. Их пологие вершины представляют реликты верхней поверхности выравнивания, постепенно повышающейся от средней части бассейна р. Мрассу на юг в сторону Алтая и на север в сторону Поднебесных Зубьев.

Эти и другие высокие горы района не образуют выдержанных цепей или хребтов, и, как отмечали В. А. Обручев (1911), В. К. Монич (1934) и другие геологи, их расположение и форма зависят главным образом от петрографических особенностей пород. Горы сложены наиболее устойчивыми к выветриванию породами: гранитами, габбро, кварцитами и т. д.

Отметки наиболее хорошо выраженной в районе второй поверхности выравнивания повышаются от 620—720 м в бассейне р. Кондомы до 800—900 м в бассейне р. Ортона и далее к северо-востоку, в сторону осевой части Кузнецкого Алатау, достигают 1000 м. К западу, в сторону южной окраины Кузбасса и Неня-Чумышской депрессии, эта поверхность, постепенно понижаясь, переходит в слабо всхолмленную равнину предгорий. Выступающие над этой поверхностью монады свидетельствуют о том, что с начала ее формирования пенеплен не достигался.

Наконец, третья, самая нижняя поверхность выравнивания, развитая менее широко, является также эрозийной и отражает значительный перерыв в поднятиях. В бассейне ручья Сынзаса разница в отметках между второй и третьей поверхностями составляет около 100 м, к северо-востоку она увеличивается до 150 м и более, а в западном направлении постепенно уменьшается. Упомянутые поверхности выравнивания разделяются в центральной части района более крутыми склонами, чем в западной.

Таким образом, представления А. Л. Додина (1948) и В. Н. Шульгина (1956) о как бы стабильных уровнях поверхностей выравнивания приемлемы только для весьма ограниченных площадей. Постепенность повышения уровней выравнивания отражает валлообразный характер геоантиклинальных поднятий хребта, местами осложняющийся движениями вдоль дизъюнктивов (район рек Большой и Суеты).

Резкие изменения амплитуды уровней выравнивания на западной окраине центральной части Кузнецкого Алатау являются результатом исключительно глыбовых поднятий хребта вдоль крупных глубинных разломов. Мнение о сложном характере поднятий Алтае-Саянской складчатой области с преобладающей ролью глыбовой тектоники высказано еще М. А. Усовым (1934).

Начиная с нижнего мезозоя, район представляет сушу, в пределах которой рельеф формируется благодаря смене эпох выветривания и эрозии. Значительная золотоносность обрамляющих с запада Кузнецкий Алатау нижнеюрских песчано-конгломератовых, частично угленосных отложений с мелкочешуйчатым «косовым» золотом позволяет допустить наличие триасовой коры выветривания. Ее размыву, в результате которого образовались нижнеюрские россыпи, должны были предшествовать поднятия. Мелкое золото служит, по-видимому, признаком разрушения преимущественно сульфидных месторождений и свидетельствует о дальнем переносе. Близость абсолютных отметок крупных гор в таком случае, естественно, объясняется как реликт ниже-мезозойской поверхности выравнивания.

Формирование поверхностей выравнивания происходит в средней и верхней юре и, вероятно, в нижнем мелу и сопровождается выносом громадных масс обломочного материала. Отложения этого возраста в обрамляющих Кузнецкий Алатау районах характеризуются явно выраженной крупнозернистостью. Верхний мел, особенно вторая его половина, отличается более тонкозернистыми осадками и их меньшим количеством, что указывает на замедление поднятий хребта и уменьшение его эрозии. Судя по растительным остаткам, в верхнем мелу был теплый, временами жаркий и влажный климат, столь благоприятный для образования мощной коры элювиального выветривания (Казаринов, 1958). Эти условия сохраняются до плиоцена. В Горной Шории к этому времени образовывалась одна мощная кора выветривания, так как процесс ее развития не прерывался седиментацией и эрозией. В плиоцене начались поднятия Алтае-Саянской складчатой области, сопровождаемые резким похолоданием, а местами и оледенением (Гранэ, 1915, 1916; Обручев, 1915, 1927; Кузьмин, 1929; Монич, 1934; Нехорошев, 1937—1939). В Горной Шории оледенение затрагивает лишь самые возвышенные части страны. Развивавшиеся в гольцовой области ледники снежного типа оставили кары, небольшие троговые долинки и морены, известные на горах Патын, Куль-Тайга и Мустаг. На остальной территории ни ледниковых форм рельефа, ни специфических отложений достоверно не установлено; поэтому трудно предположить существование здесь четвертичного оледенения не только покровного, но даже долинного типа.

Третичная гидросеть находилась в стадии старения и четвертичные поднятия активизируют ее эрозионную деятельность. Понижения базиса эрозии отразились во врезанных меандрах наиболее крупных рек — Томи, Мрассу, Кондомы, Большой, Ортона и др. На некоторых их отрезках проявляется субсеквентность и следование тектоническим структурам. Вдоль крупных разломов протянулись долины рек Большой и Малой Суеты, Пурлы, Темзы, Тельбеса, Кыттензаса, Кара-Кичи и др.

В области Ташелгино-Кондомской зоны смятия тип речной сети параллельный. В пределах монадноков, как видно на примере Патына, план развития речной сети радиальный. На небольших участках, сложенных однородными породами, гидросеть, развиваясь вне контроля со стороны структур, приобретает дендритовый тип (ручей Анзас). На значительной площади намечается перистое расположение рек.

В строении долин отражаются, возможно, верхнетретичная и главным образом четвертичная истории развития рельефа. Продольный профиль долин ступенчатый. Долины рек, тяготеющие к осевой части хребта, насчитывают большое количество эрозионных ступеней (до 5—6) и отличаются относительно большей их высотой, чем долины рек западной части района. Различия в строении продольного профиля свидетельствуют о неравномерных в разных частях района изменениях базиса эрозии. Неравномерность поднятий зафиксирована в количестве и строении террас. Тогда как реки Ортон, Базас и Кабырза несут реликты семи террас (до 150-метровой высоты), количество террас в долинах Тельбеса, Таинзы и многих других рек западной части района, как правило, на две-три меньше и превышение над тальвегом верхней террасы 70—100 м.

Итак, в количестве террас, эрозионных ступеней и в глубине вреза долин отражаются различия в характере понижения базиса эрозии для разных частей района. Восточная часть района, лежащая в осевой части Горной Шории, испытывает наибольшие поднятия. Различная интенсивность эрозии обусловила большую степень сохранности поверхностей выравнивания, а вместе с ними и коры выветривания в западной части района.

В ряде долин по волнистому характеру продольного профиля и резко увеличивающимся в понижениях мощностям аллювиальных отложений (что вообще для района не характерно) можно судить о молодых блоковых подвижках. Последние фиксируются по Сунзасу и в нижнем течении Екатериновки.

Из мелких, но имеющих важное значение форм рельефа необходимо отметить широко распространенный в районе карст. Основные области его развития тяготеют к контактам карбонатных толщ с любыми другими породами. Более закарстованы контакты, где известняки лежат висячем боку. Сульфидному оруденению в известняках сопутствует рудный карст, морфологически сходный с обычным, но отличающийся продуктами разрушения зон окисления и частой приуроченностью к областям питания россыпей золотом (речки Сынзас, Сюр, Федоровка, Порос, Кара-Кичи, Аптаза и др.).

Остановимся на характеристике рыхлых отложений района в пределах различных элементов его рельефа.

На монадноках, развивающихся в нивальной, по В. Пенку (Ренск, 1924), области, образуются «курумники», или крупноглыбовые свалы, покрывающие сплошным плащом пологие вершины

и при движении вниз образующие каменные «моря» и «реки». «Курумники» почти в равной степени возникают на крутых склонах долин альпийского рельефа и на выположенных поверхностях ландшафта. Состав «курумников» различен: граниты, габбро, диабазы, но отнюдь не исключительно «гранитовидные» породы, как считал А. Л. Додин (1948). Сползая вниз по склонам, «курумники» перекрывают иногда кору элювиального выветривания. Здесь скорость их движения замедляется настолько, что на них накапливается почвенный покров и начинает расти тайга (склоны гор Соболинки, Патына и др.). «Курумники» продолжают образовываться и в настоящее время на многих гольцах. Однако большая часть их, по-видимому, возникла в раннечетвертичное время, в эпоху наибольших поднятий. В верховьях р. Лебедь нами наблюдались «курумники», перекрытые отложениями 25—30-метровой террасы.

Реликты двух нижних поверхностей выравнивания и развитый в их пределах элювиально-делювиальный покров перекрываются слоем суглинков. Суглинки при все увеличивающейся мощности простираются за пределы Кузнецкого Алатау в Западно-Сибирскую низменность, где, как установлено В. А. Обручевым (1895, 1956), они имеют эоловое происхождение и местами содержат ископаемые остатки мамонта. Делювий этой области отличается сильной выветренностью каменного материала, а в реликтах аллювиальных отложений сохраняется лишь галька кварца, кварцитов и бурых железняков.

В нижних частях склонов долин современной речной сети эоловые суглинки обычно отсутствуют или отмечаются продукты их переотложения. Это явление свойственно молодым частям склонов. Делювий здесь слабо выветрен. Древняя кора выветривания на таких участках в значительной мере полностью отсутствует, реже она сохраняется. Примером служит мощный элювий гранитов в нижней части пологого западного склона горы Тебечек. Нижние части склонов обычно несут признаки четвертичной коры выветривания малой мощности. Но если в пределах третьей и второй поверхностей выравнивания сохранились реликты древней коры выветривания, представляющие интерес в отношении поисков древних зон окисления сульфидных месторождений, то на монадноксах и хребтах, возвышающихся над второй поверхностью выравнивания, кора выветривания практически полностью снята эрозией.

Размыв коры выветривания и, следовательно, древних зон окисления золоторудных месторождений привел к образованию в районе обильных россыпей золота. Условия их развития в Горной Шории были весьма неодинаковы. Всего здесь известно несколько сотен россыпей, но большая часть их уже отработана.

Генетически различают делювиальные, ложковые и аллювиальные россыпи золота. Делювиальные россыпи, издавна известные в вершинах притоков многих крупных золотоносных долин, сопровождают коренные месторождения различного генезиса. В строе-



нии делювиальных россыпей участвуют почвенно-растительный слой, слой суглинков и слой обломочного каменного материала. Иногда золото присутствует даже в почвенном слое. Оно заимствуется в верхнем слое делювия, куда попадает обыкновенно из выступающих над его поверхностью золотоносных даек или гряд вторичных кварцитов, заключающих кое-где сохранившиеся от эрозии реликты древних зон окисления золото-сульфидной минерализации.

Слой суглинков, обычно лёссовидных, иногда глинистых, имеет мощность 0,2—2 м, реже 3 м. При его золотоносности, что, однако, бывает редко, также с уверенностью можно говорить о заимствовании золота из делювия. Примесь обломочного материала в таком случае в суглинках возрастает. Слой обломочного материала с глинистым или песчанистым цементом имеет мощность 0,4—4 м, реже 10—20 м, в зависимости от крутизны склонов. При золотоносности обломочного слоя металл в нем обычно рассеян неравномерно. Чем глубже находится в слое золото, тем оно, как правило, менее перенесено от своих источников.

В области развития древней коры выветривания в делювиальной россыпи значительную роль начинают играть глины. Среди полей эффузивов или зеленых метаморфических сланцев глины имеют темно-зеленую окраску, а при выветривании за счет перехода железа из закисной формы в окисную становятся красновато-оранжевыми. Прослой глин заключают различное количество обломков пород. Красно-бурые жирные глины характеризуют кору выветривания карбонатных отложений.

Говоря о делювиальных россыпях, следует прежде всего остановиться на так называемых увалах. Ю. А. Билибин (1955), как известно, рекомендовал избегать употребления этого термина, он считал его устаревшим, подразумевая под увалом потерявшую свои морфологические черты террасу. В этом смысле термин «увал» действительно лучше не применять. Анализ строения тех россыпей, которые квалифицировались прежде как увальные, показывает, что здесь имеет место не только нивелирование бровки террасы. Еще в 1896 г. С. Еремин (1896) пришел к выводу об аллювиально-делювиальном происхождении золотоносных увалов, считая галечники, лежащие в основании увалов, — аллювиальными, а перекрывающие их глины — делювиальными.

Сложная история формирования рельефа обусловила распространенность случая, когда золотоносные делювиальные отложения, сползая вниз по склону, захватывают россыпь высокой террасы или двух-трех террас. При этом, на наш взгляд, лучше говорить о делювиальной россыпи, в составе которой принимают участие золото и обломочный материал террасы. Беспорядочно расположенные попеременно с неокатанным материалом гальки состоят из наиболее устойчивых к выветриванию кварцитов, кварца и др. В таких отложениях отмечается большое разнообразие золота. Неокатанное

золото с широкой высокопробной оболочкой попадает в россыпь из зоны окисления, а окатанное, также нередко с каймой — из денудированной террасы. Подобный случай наблюдался нами в вершинах золотоносных притоков Сызаса. Нечто сходное имеет место в приустьевой части Федоровки и во многих других местах. Во всех случаях такие россыпи надежно указывают на расположенные вверх по склону коренные источники золота.

Ложковые россыпи, представляя промежуточную стадию между делювиальными и аллювиальными россыпями, располагаются в небольших ложках и в вершинах мелких ключей. Уклон тальвега ложков, иногда слабо выраженных в рельефе, колеблется от 5 до 25°. Ложковые россыпи отличаются плохой сортировкой по крупности каменного материала и его незначительной окатанностью. Увеличение мощности отложений в верховьях объясняется настолько малым дебитом ручья, что материал накапливается быстрее его выноса; при этом резко уменьшается степень окатанности. Если россыпь начинается в верховьях ключа, то пласт «песков» обычно не выражен и металл рассеян по всей массе рыхлых отложений. Такой характер распределения металла указывает на начальную стадию образования россыпи и на близость источника ее питания, которым могут быть или золотоносный делювий, или террасы, а чаще то и другое вместе. Иногда с увеличением массы аллювия до 10—15 м в верховьях ключа отмечается сравнительно отчетливый слой «песков». При значительном уклоне долины его мощность невелика. Отмеченная закономерность свойственна ключам с высокими и крутыми бортами. Весной при быстром таянии массы снега они несут громадное количество воды, достаточное для перебива всего аллювия и осадения при этом золота у самого плотика, в пласте мощностью 10—30 см.

Аллювиальные россыпи, несмотря на их многообразие, имеют и много общих черт. В наиболее общем случае разрез долинной россыпи строится так:

1. Почвенно-растительный слой . . . . . 0,2—0,5 м
2. Серая, иногда бурая глина с редкой галькой . . . . . 0,5—3,5 »
3. Галечник, сцементированный глиной . . . . . 2—4 »
4. Мелкая песчаная галька, сцементированная глиной . . . . . 1,5 »

Нижний слой, а чаще только его нижняя часть, представлен золотоносными «песками».

В русловых россыпях отсутствует почвенно-растительный слой, слой глин, а слой галечников, не содержащих золота, менее мощный. Иногда в нем появляются пропластки или линзы глин. Такой разрез обычен для россыпей с уклоном долин 0,005—0,015. При меньшей крутизне тальвега мощность «песков» увеличивается до 2—3 м, а мощность незолотоносной части аллювия «торфов» — до 10, иногда 15 м.

Особый интерес представляют изменения в строении россыпей на участках с увеличивающимся уклоном тальвега. Крутые участки имеются во всех золотоносных долинах (разумеется, не обязательно в пределах россыпей). Представляя «ступени» развивающейся глубинной эрозии, они постепенно продвигаются к верховьям. Обычно их длина колеблется от 300 до 1500 м, иногда достигает 3000 м при среднем уклоне на этом интервале 0,015—0,04— в крупных долинах и до 10—15° в мелких ключах. При уклоне около 0,04 в реках с большим дебитом в русловой россыпи значительно уменьшается мощность аллювия, появляется много валунов, уменьшается мощность золотоносного слоя — «песков» — и исчезает выдержанность металлоносных струй. Россыпь приобретает сложное строение, золото распределяется «кустами». Но самое главное, что в большинстве случаев россыпь при этом не разубоживается, а даже обогащается за счет перемыва и выноса большой массы каменного материала. В нашем распоряжении имеется множество примеров, когда в россыпях на участках глубинной эрозии долин концентрация золота возрастает в среднем в два-три раза, а иногда и более.

Ю. А. Билибин (1955), рассматривая процесс размыва старой и образования новой россыпи, приходит к выводу о полном смыве существующей россыпи в пределах всей эрозионной ступени и переносе золота вниз по долине на расстояние, примерно равное длине такой «ступени». Несовпадение расстояния переноса россыпи с длиной эрозионной ступени, измеряемой сотнями или тысячами метров, он объясняет лишь задержкой золота в трещинах плотика.

Анализ материала по россыпям Горной Шории и всей Западной Сибири дает иное представление о характере их размыва и переноса. Ложе всех изучавшихся долин в пределах эрозионной ступени является в свою очередь ступенчатым и образует ряд уступов, или мелких порогов, чередующихся с пологими участками. Вовлечение в движение всего аллювия, а вместе с ним и золота, происходит только в пределах таких довольно немногочисленных и коротких порогов. Исходя из этого, заключаем, что в интервале эрозионной ступени имеют место многократный размыв золотоносного пласта и столь же многократное его отложение. При каждом таком размыве золото переносится лишь на расстояние, примерно равное длине порога. Новое отложение металла и образование уже нового слоя «песков» происходят тотчас ниже уступа, тогда как основная масса каменного материала продолжает переноситься дальше (рис. 19).

Отмечаемая в большинстве россыпей дифференциация золота в «пласте» по крупности хорошо объясняется с приведенной точки зрения. При перемещении «ступени» уже на десятки сантиметров данного участка достигает лишь более мелкое золото. На большее расстояние перемещается самое мелкое золото и поэтому значительная часть его отлагается на удалении от «ступени» и, следова-

тельно, от плотика, который к этому времени покрывается уже неподвижным слоем галечника. Перекрытие вновь образовавшегося участка пласта «торфами» наступает вслед за продвижением уступа вверх по течению на такое расстояние, что металл уже не достигает этого участка. На гранулометрическом и литологическом составах «речников» прекращение привноса золота не отражается, и поэтому, как справедливо было отмечено Ю. А. Билибиным (1955), граница «песков» и «торфов» имеет сугубо экономический, но не геологический смысл. В перекрытом «торфами» пласте золото не окатывается и консервируется до следующего перемыва.

Очень трудно точно определить общую длину участков в пределах эрозионной ступени, где активным, т. е. вовлекающимся в движение, становится весь слой металлоносного аллювия. Если судить по участкам с мощностью аллювия менее 50—70 см (максимально возможной мощностью подвижного слоя), то при врезании долины на 20 м суммарная длина россыпей не превышает нескольких десятков метров и несколько изменяется в зависимости от пород плотика. Легко разрушающиеся породы, особенно с плитчатой отдельностью, — такие, как хлоритовые или аспидные сланцы, дают более крутые и, следовательно, короткие пороги, а граниты, например, — более пологие и длинные. Суммарная длина таких «порогов» и есть наиболее вероятное расстояние переноса россыпи вниз по течению в стадию глубинной эрозии долины.

Формирование речной сети, а вместе с нею и аллювиальных россыпей происходит по мере вреза долины в поверхности более или менее

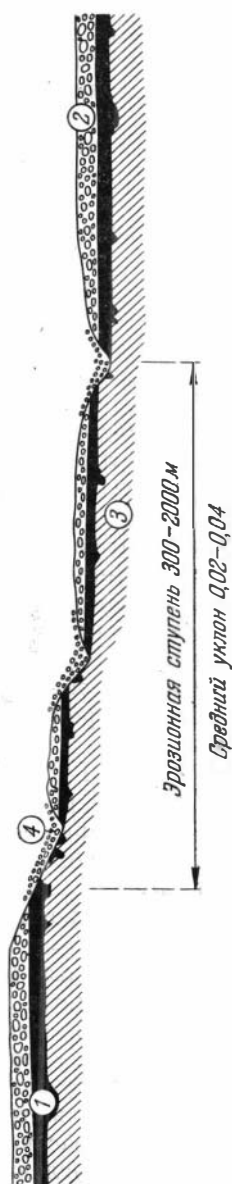


Рис. 19. Схема размытия и переноса аллювиальной россыпи золота в стадию глубинной эрозии долины  
1 — золотонесущий слой аллювия; 2 — не содержащий золота аллювий; 3 — коренные породы; 4 — участки перемыва россыпи и переноса золота (длины их порядка нескольких метров)

выраженного выравнивания. В Горной Шории превышение последних над тальвегами золотоносных долин колеблется в среднем от 50 до 200 м. Если принять, что процесс углубления долин с начала их врезания происходил подобно современному, а на это дает нам право аналогия в строении высоких и самых низких террас, то, придя к выводу о переносе аллювиального золота в стадию глубинной эрозии на короткие расстояния, измеряемые первыми десятками метров при углублении долины на 20 м, можно понять и легко объяснить небольшую длину большинства россыпей и, пусть несколько грубую, но все же пропорциональную зависимость между длиной россыпи и глубиной долины. Около 50 россыпей, которые питаются золотом только в вершинах, имеют протяженность всего от 250 до 1500 м. Во всех более протяженных россыпях, в том числе в самых богатых и протяженных, устанавливаются дополнительные источники питания, расположенные в бортах долин. Не случайно все длинные россыпи региона или простираются вдоль основных рудоконтролирующих и золотоносных структур, или многократно их пересекают, как это имеет место в бассейне Заслонки.

В бортах большинства долин, заключающих промышленные россыпи, встречаются обрывки террас, чаще низких, реже высоких — до 100 м, также с повышенным содержанием золота. В ряде случаев такие террасы служат основным или побочным источником золота долинной россыпи. Поскольку направление рек, отложивших золото в древних террасах, могло быть несколько иным, постольку коренные источники золота в них также могут находиться несколько в стороне от современных долин. Остатки древней речной сети в настоящее время наблюдаются лишь в водораздельных областях современного рельефа. Однако анализ распространения золотоносных террас современной речной сети, включая довольно высокие (до 100-метровых), показывает, что они развиты исключительно в пределах современных золотоносных долин и что золотоносность в них начинается не выше расположения вершин долинных россыпей, а затухает вниз по течению раньше, чем золотоносность долинных и русловых россыпей.

Все эти наблюдения во многих группах россыпей приводят к вполне определенному выводу о том, что наличие золотоносных террас в современных долинах не является фактором, осложняющим поиски коренных источников золота. Ограниченные возможности перемещения золота не способствуют возникновению современных, а тем более террасовых, россыпей на значительном удалении от рудных месторождений, что облегчает направление поисков последних. Отсюда вытекает, что наиболее благоприятными участками поисков террасовых россыпей могут явиться области развития долинных и русловых россыпей, но отнюдь не обязательно богатых. Наоборот, часто долины с бедными русловыми россыпями содержат богатые и крупные террасовые россыпи.

В связи с затронутым вопросом нельзя не отметить характер из-

менения концентрации золота в россыпи при ее перемыве и переложении. Трудно сказать, с каких времен глубоко укоренилось представление, что в результате перемыва россыпи происходит ее обогащение. А. Бэтман (1949), например, считает, что при продолжительном перемывании и переложении образуются наиболее богатые россыпи. Но если это так, то как же тогда можно объяснить приводимый этим же автором со времен В. Линдгрена (1934) классический пример многоярусных россыпей Сьерры-Невады, давших около двух третей всего золота Тихоокеанского побережья? Наиболее богатыми здесь являются третичные россыпи, залегающие в останцах древних долин высоко на склонах четвертичных долин. Образовавшиеся в результате перемыва третичных россыпей более молодые россыпи имеют все более низкую концентрацию золота.

Представим террасу, заключающую 30 кг золота. При ее размыве и образовании новой россыпи, если нет других источников, количество золота не увеличится. Наоборот, неизбежна потеря некоторой его части за счет истирания. Концентрация при этом не может быть большей, чем в исходной террасе, поскольку новая россыпь неизбежно будет не короче предыдущей. Иначе принципиально невозможно образование аллювиальных россыпей, представляющих «потoki рассеяния» металла. Очевидно, новая россыпь будет длиннее размываемой на величину, пропорциональную углублению долины.

Итак, перемыв россыпи увеличивает занимаемую ею площадь и приводит к потере части металла, т. е. к уменьшению средней концентрации золота. Подобное рассуждение справедливо для разного количества террас и перемывов. Не случайно в террасовых россыпях многих регионов, и не только Западной Сибири, концентрация золота чаще выше, чем в долинных. Сказанное не исключает и обратного случая, когда от террасовых россыпей остаются лишь небольшие участки наиболее бедных краевых частей россыпи, а основная масса золота переносится в молодую россыпь. Но, естественно, этот случай не меняет сущности вывода о постепенном понижении общей концентрации золота в процессе перемыва россыпей. Также не может его изменить и факт образования богатых гнезд, что определяется особенностями плотика, сложностью речного режима и т. п.

Высокий удельный вес золота является причиной его значительно более медленного переноса по сравнению с каменным материалом. Разница в скорости перемещения обуславливает высокие концентрации лишь в случае поступления все новых порций металла. Это видно даже из того, что концентрация золота в аллювиальной россыпи всегда больше, чем в делювиальной, за счет размыва которой она возникла. Таким образом, если в результате сложной и длительной истории развития рельефа и рыхлых отложений образовались богатые аллювиальные россыпи, то причину этого следу-

ст видеть не в количестве перемылов, в результате которых сконцентрировалась большая масса золота, а в продолжительном обогащении россыпей благодаря вовлечению каждый раз в процесс новых порций золота из коренных источников.

Близок к обсуждаемому вопрос о зависимости между концентрацией золота в россыпях и питающих их коренных источниках. Трактуются он весьма различно. Существует взгляд, что богатые россыпи всегда связаны с бедными месторождениями, а бедные россыпи сопровождают богатые и крупные месторождения коренных руд. Не менее широко распространено мнение и об отсутствии такой связи. Действительно, разные районы характеризуются различными соотношениями концентраций золота в россыпях и в коренных источниках. В районе некогда баснословно богатых россылей Верхнего Юкона известны лишь небольшие и бедные рудные залежи. Сходную картину представляет Ленский район (Казакевич, 1958, 1959, 1960; Другов, 1958). С другой стороны, богатые жильные поля Северного Казахстана сопровождаются лишь мелкими и бедными россыпями (Дембо, 1941; Воларович, 1961<sub>1,2</sub>; Володин, 1957). Подобная картина наблюдается и в Балейском районе.

Из сравнения столь разноречивых примеров возникло представление об отсутствии прямой зависимости между концентрацией металла в россыпях и в источниках россыпей. Неупорядоченность столь прямолинейных суждений очевидна. Процесс формирования россыпей на самом деле более сложен. Несопоставимые явления сравниваться не должны. Прежде всего при таком подходе за источник россыпного золота принимается не тот, который в действительности им является. Так, при развитии россыпей за счет разрушения зон окисления, в которых золото освобождено от породы и в которых его содержание значительно возрастает сравнительно с первичными рудами, в качестве прямого источника не могут рассматриваться эндогенные концентрации, ибо в экзогенных условиях к моменту формирования россыпей уже возникали новые концентрации.

Совершенно иной характер рассматриваемые отношения, естественно, должны иметь в случае освобождения золота от породы при морозном выветривании (Шило, 1956, 1959, 1960). Различие климата, условий развития рельефа, способов и интенсивности освобождения золота от породы определяет региональную специфичность возможного порядка этих отношений. Различие ее для разных районов может быть велико, но в пределах одного района роль этих факторов, а поэтому и итог их воздействия должны быть близкими. Итак, сходные соотношения концентраций золота в россыпях и в коренных источниках для разных районов мало вероятны, как мало вероятны одинаковые ответы при разных условиях задачи. Понятно, что это обстоятельство не исключает функциональной зависимости такого соотношения от вполне определенных факторов, а наоборот, является ее следствием.

В пределах же одного района относительное богатство россыпей определяется генетическим типом месторождений, которым обуславливается вещественный состав руд, а следовательно, подверженность их выветриванию и разрушению. Важное значение приобретают характер плотика, площадь питания россыпи и некоторые другие обстоятельства. Но когда в пределах региона, однородного в климатическом и геоморфологическом отношениях, источником россыпей служат месторождения одного и того же генезиса, а может быть, и однородные породы, тогда есть основания считать различия концентраций россыпного золота зависимыми непосредственно от их концентраций в коренных месторождениях и от масштабов последних. Иными словами, в каждом районе, где целый комплекс факторов в равной мере воздействует на образование всех россыпей, однотипные месторождения, по-видимому, сопровождают россыпями с концентрацией металла, прямо пропорциональной богатству и степени вскрытия коренных источников.

При всем многообразии условий формирования россыпей концентрация золота в них в наиболее общем случае при отсутствии постоянных источников пополнения не достигает концентрации его в коренных месторождениях. Это означает преобладание процессов рассеяния над процессами концентрации при развитии золотых россыпей и представляет весьма важную черту геохимии золота. Оно должно учитываться при оценке перспектив по рудному золоту районов, где значительные коренные месторождения еще не известны и где именно по указанной причине возникают опасения, что этих месторождений может не оказаться.

Подводя некоторый итог только что рассмотренным особенностям строения и формирования россыпей, мы считаем, что особенно важно обратить внимание на малое расстояние переноса аллювиального золота при углублении золотоносных долин. К такому же представлению приходят Ю. П. Казакевич, А. П. Божинский (1960) и ряд других геологов.

Отсюда вытекает вывод о том, что аллювиальные россыпи золота на значительном, измеряемом километрами, расстоянии от своих источников не возникают. К террасовым россыпям современной речной сети это относится еще в большей степени, чем к русловым и долинным.

Анализ изменения средней концентрации золота при перемыке россыпи показывает, что при отсутствии дополнительного привноса металла происходит разубоживание.

Полученные выводы о характере пространственной связи россыпей с коренными источниками позволяют под этим углом зрения рассмотреть морфологию россыпного золота и попытаться выяснить самые общие черты ее зависимости от положения коренных источников.



## Морфология россыпного золота

Еще в 1900 г. П. Яворовский (1900) показал, что форма золотинок отражает генезис коренных источников. Позднее анализом форм россыпного золота занимались многие американские геологи. В атласе Дэнна (Dunn, 1929) приведено золото самых разнообразных форм, но различия в их генезисе не отражены. Серьезное внимание данному вопросу уделяют советские геологи. Н. В. Петровская (1947) отмечает связь морфологических типов золотин с генезисом месторождений: пластинчатого и комковидного золота — с кварцевыми жилами, губчатых и друзовидных форм — с карбонатными породами, а проволочек и капелек — с полиметаллическими месторождениями. Можно сказать, что в самых общих чертах подобная зависимость устанавливается и в изучавшемся нами районе.

Однако иногда наблюдаются некоторые отклонения, которые показывают, что форма золотин может быть функцией большого числа факторов. Возможно, какая-то роль в создании форм золотин принадлежит также и зоне окисления.

В нашем распоряжении нет достаточного материала для выяснения закономерностей в разнообразии форм неокатанного золота. Этот вопрос требует специальных исследований. Ниже мы остановимся на тех изменениях морфологии золотин, которые они претерпевают в условиях россыпи.

Н. А. Шилов (1963) для оценки окатанности россыпного золота предложил восьмибальную шкалу. Для нашей задачи мы применили ранее использованное нами менее детальное подразделение россыпного золота на три основных морфологических типа (Щербаков, 1958).

1. Неокатанное, часто «породистое» золото характеризуется крайне неправильными причудливыми формами, нередко в виде крючочков или проволочек. Золотины этого типа отличаются острыми краями, уголками и очень часто находятся в сростках с кварцем, бурым железняком и др. На поверхности зерен сохраняются отпечатки кристаллов пирита. Иногда видны грани кубических кристаллов золота. Такое золото имеет бледно-желтый, иногда с зеленоватым оттенком цвет. Однако уже в эту стадию появляются первые признаки окатывания. Из многих сотен просмотренных под биноклем золотинок, которые невооруженным глазом казались совершенно неокатанными, только очень немногие действительно оказались таковыми. Начальные признаки окатывания проявляются в закруглении наиболее выступающих уголков и появлении шершавой поверхности на таких закруглениях.

К настоящему морфологическому типу отнесено золото, как совершенно неокатанное, так и находящееся в начальной стадии окатывания, поскольку эти разности всегда сопутствуют друг дру-

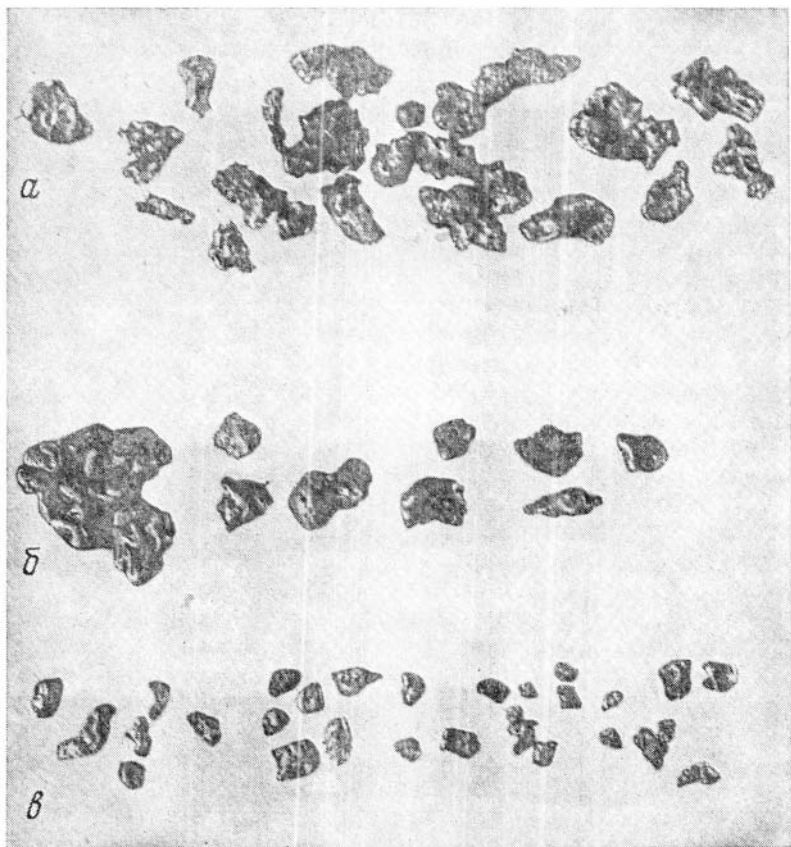


Рис. 20. Морфологические типы россышного золота

*a* — неокатанное, часто «породистое» золото; *б* — окатанное золото изометричных форм; *в* — окатанное золото дискообразных форм

гу, и невозможно выделить различные области их распространения (рис. 20, *a*).

2. Окатанное золото изометричных форм отличается сглаженными краями и отсутствием острых выступов. Наиболее характерны изометричные формы, реже встречаются палочки. От первоначальных форм еще сохраняются углубления, в которых можно видеть сростки с кварцем или породой. Поверхность золота в первичных углублениях чистая, характерен его светло-желтый, латунный цвет. Участки зерен, подвергнувшиеся окатыванию, имеют матовую шершавую поверхность и несут следы ударов и царапин (рис. 20, *б*).

3. Окатанное золото дискообразных форм встречается часто в виде вытянутых палочек или листочков

(рис. 20, в). Такие золотишки несут следы многочисленных ударов в виде ямок, борозд и царапин. Края дисков тоньше, чем центральные части. Наблюдаются все переходы от дискообразных форм к листочкам, толщина которых колеблется от 0,05 до 0,25 мм. Листочки характеризуют самую высокую степень окатанности золотинок. В большинстве случаев они полностью освобождены от породы, хотя изредка и содержат реликты небольших первичных пустот с сохранившимися сростками кварца или бурого железняка. Характерно, что при самом внимательном изучении таких ямок практически не обнаруживается следов пластических деформаций золотинок. Отсюда можно сделать вывод, что в происхождении дискообразных форм существенная роль принадлежит истиранию. Н. В. Петровская и А. И. Фасталович (1955) отмечают, что большинство золотинок в россыпях сохраняет свою первичную структуру даже при значительном истирании.

Заслуживают внимания особенности распределения выделенных морфологических типов.

Неокатанное «породистое» золото наблюдается в элювиально-делювиальных россыпях, в вершинках правых золотоносных притоков Сынзаса, в делювиальных россыпях вершинок ключей Тихоновского, Большой и Малой Екатериновки, Сухонького и Петровки — в бассейне Заслонки, в левом борту Федоровки, в ее приустьевой части и выше пос. Федоровки, на западном склоне горы Желсай — ниже золоторудного месторождения — и в Сухом Логу — правом притоке Порося. Встречается такое золото в количестве от 60 до 90% в верхних частях россыпей всех перечисленных ключей (в бассейнах которых известны делювиальные россыпи) и во многих других ложковых россыпях. До 10—20% отмечено это золото в песках крупных долинных и террасовых россыпей на участках, где происходит пополнение золотом россыпей за счет перемыва рекой золотоносного коллювия. Такое обогащение неокатанным золотом имеет место в приустьевой части Федоровки, у коренных выходов руд, а также в сходной обстановке, в левом борту Федоровки в 700 м вниз по течению от устья ключа Известкового, в 100 м выше устья ключа Сенного, в россыпях Александровки, Ляпиновки, Ортона, Сынзаса, Сюри, Большой Речки, Большой Суеты, Заслонки. Необходимо отметить, что в таких участках резко повышается содержание золота и увеличивается мощность пласта.

Окатанное золото изометричных форм в подчиненном количестве начинает встречаться вместе с неокатанным уже в вершинках ложковых россыпей. Причем здесь появляются весьма характерные формы его — шарики, короткие палочки с закругленными концами — и формы, напоминающие зерна риса. Все такие золотишки имеют шершавую поверхность. Учитывая незначительное расстояние, на которое могло быть перенесено это золото, и его формы, можно с большой степенью вероятности предположить, что окатывание золотинок произошло в вымоищах плотика

при длительном вращении. Эти формы отмечены в участках, где отсутствуют террасы и, следовательно, исключена возможность переноса окатанного золота за счет их перемыыва. Кроме того, в местах отбора проб, среди преобладающей массы совершенно неокатанного каменного материала, изредка встречается хорошо окатанная галька, также круглая или эллипсоидальная, но не уплощенная, что, как доказано Ю. А. Билибиним (1955), указывает на образование ее при вращательном движении в вымоинах плотика. Итак, можно видеть, что уже в самых вершинках ложковых россыпей, в углублениях дна, существуют условия для окатывания золота без переноса. Отсюда следует вывод о том, что совместное нахождение с неокатанным золотом изометричных форм окатанного — не в меньшей мере показатель близости коренного месторождения, чем наличие только неокатанных форм.

Изометричные формы золотин преобладают в нижних, а иногда в средних частях коротких россыпей и характерны для участков длинных россыпей, где происходит их дополнительное питание за счет размыва металлоносного коллювия. Такие участки россыпей, кроме повышенного содержания металла, характеризуются большим разнообразием золотинок.

Положение в россыпях дискообразного золота также определено, как и положение золотин предыдущих двух морфологических типов. В количественном отношении оно резко преобладает в долинных, русловых и некоторых террасовых россыпях крупных долин. На участках, удаленных на сотни метров от источников питания, золото этого типа почти полностью вытесняет золото всех других типов, и им часто заканчиваются аллювиальные россыпи крупных долин. До 10—30% дискообразного золота присутствует во многих коротких россыпях. Оно начинает встречаться в россыпях, и в отдельных случаях его содержание достигает 30% по отношению к содержанию остального золота уже в 200—400 м от головы россыпи небольшого ключа. Резко преобладает дискообразное золото в песках небольших притоков, в той части, где они пересекают золотоносные террасы основной долины. Такой способ питания золотом ложковых россыпей за счет размыва высоких террас главной золотоносной долины имеет место в пределах рассматриваемого района; однако переоценивать его ни в коем случае нельзя — иначе это может повести к ошибочной недооценке перспектив отдельных участков в отношении рудного золота (примеры в районе не редки).

Подводя итог сказанному, подчеркнем значение анализа распространности в россыпи разных морфологических типов золота для установления областей питания.

Основные выводы сводятся к следующему.

1. Присутствие в россыпях неокатанного золота всегда указывает на близость коренного источника, так как золото начинает окатываться уже в делювии.

2. В самых вершинах ложковых россыпей, в углублениях дна, существуют условия для окатывания золота без переноса. Поэтому совместное нахождение с неокатанным золотом изометричных форм окатанного также говорит о близости коренного источника.

3. Все короткие россыпи, главным образом ложковые, в составе которых преобладает неокатанное золото, своими вершинками должны указывать на местонахождение коренных источников, и анализ этих участков всегда подскажет их положение в общей структуре района.

4. Все длинные россыпи района сложные и имеют несколько источников питания. В прилегающих к ним участках россыпей содержание золота заметно повышается за счет появления золотин неокатанных и слабоокатанных форм.

5. Распределение морфологических типов россыпного золота в общем показывает тесную пространственную связь россыпей региона с коренными источниками золота. Для суждения об их генетической принадлежности обратимся к данным по составу рудных обломков, их окисленных эквивалентов и некоторых других, в том числе шлиховых, спутников россыпного золота.

### **Спутники россыпного золота**

Анализ состава и распространенности спутников золота во многих случаях помогает решить вопрос о генетической природе коренных источников. Ниже рассматриваются лишь те спутники золота, значение которых для выяснения генезиса золотой минерализации устанавливается определенно.

Наиболее обычным, парагенетически связанным с золотом минералом, как известно, является кварц. Именно поэтому его наличие в россыпях считается иногда неопровержимым доказательством питания последних за счет разрушения золотоносных кварцевых жил. Наблюдения показывают, что прямой и устойчивой связи между количеством кварца в аллювии и золотоносностью долин, а тем более типом коренных источников не существует. Аллювий некоторых золотоносных долин включает до 20% обломков жильного кварца. В громадном большинстве случаев золото в таком кварце химическими анализами не отмечается или фиксируются его незначительные следы. При этом область нахождения обломков часто распространяется вверх по течению гораздо выше золотоносных участков долин. Наоборот, россыпи, образовавшиеся за счет известных жильных месторождений, часто почти не содержат кварца. Подобное явление отмечал А. К. Кюз (1933, 1934, 1935) в Желсайском рудном поле.

Изучение сростков золота и кварца из россыпей Кузнецкого Алатау показывает, что в сростках часто присутствует белый или сероватый прозрачный друзовидный кварц. Подобный кварц часто выполняет «жеоды растворения» и мельчайшие прожилки во вто-

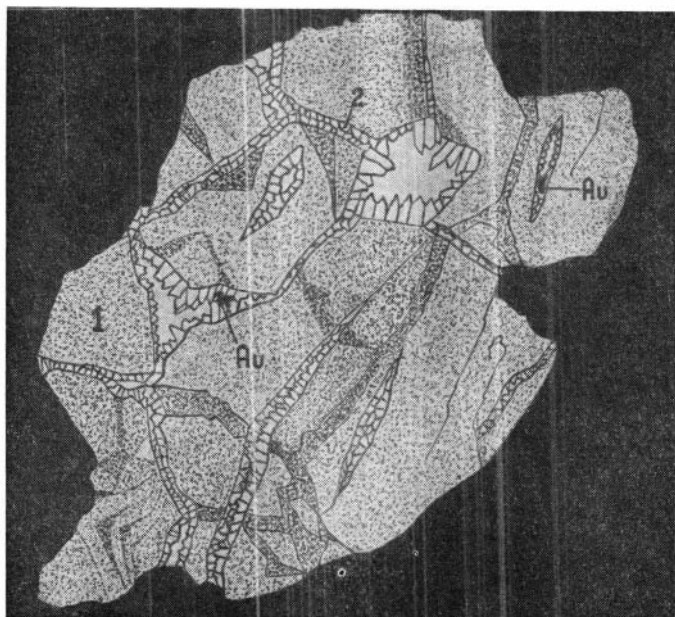


Рис. 21. Золото в метасоматическом кварците (Горная Шория) (увел. 15)

1 — тонкозернистый кварц; 2 — крупнозернистый и ребенчатый кварц

ричных кварцитах, сложенных более крупнозернистым кварцем, чем кварц основной массы кварцита (рис. 21). Сходство этого кварца с кварцем сростков представляет доказательство их генетического родства. Добавим, что сростки золота с кварцем отбирались не только в аллювии, но и в нескольких десятках метров вниз по склону от коренных выходов золотоносных кварцитов.

Однако широко распространенные среди карбонатных отложений региона кварциты в большинстве случаев не обнаруживают никаких признаков золотоносности. Поэтому вполне вероятно их нахождение в бассейнах рек, где развито золотое оруденение различных генетических типов. К выводу о связи золотого оруденения с зонами окварцевания в известняках можно прийти, наблюдая частые обломки кварцитов с признаками сульфидной минерализации в вершинах россыпей, где преобладает неокатанное золото. При этом кварциты сопровождаются бурыми железняками плотных и губчатых текстур. Многочисленные примеры подобных сочетаний встречаются по периферии карбонатного ядра Мрасского антиклинария в Горной Шории.

Разумеется, нельзя исключить возможность нахождения в сростках с золотом кварца из обычных золото-кварцевых жил.

В Горной Шории также известны жильные месторождения и связанные с ними россыпи. Обычным признаком происхождения россыпи за счет кварцевых жил служит присутствие в участках россыпей с неокатанным золотом небольшого количества неокатанных обломков золотоносного кварца. В большинстве случаев такие обломки отличаются кавернозностью, пористостью, заключают то или иное количество лимонита ячеистых текстур. Подобный золотоносный кварц избирательно измельчается при переносе. Характерен кварц сложных текстур с комбинацией полосчатых, ленточных, книжных, массивных, брекчиевых и друзовых. Различные его генерации имеют цвет от молочно-белого до водяно-прозрачного. В некоторых жилах преобладает черный кварц, многие жилы сложены белым «сахаровидным» кварцем. Значительная золотоносность отмечается в связи с серым кварцем стального оттенка в Заслонской и Верх-Мрасской группах. В верховьях Федоровки в аллювии была найдена галька молочно-белого кварца «типично безрудного» облика, которая содержала густую вкрапленность крупного золота.

С жильным золотом наблюдаются чаще сростки более крупнозернистого кварца (зерна более 0,5—1,5 мм), чем с золотом, вынесенным из зон окварцевания в известняках (0,02—0,5 мм). Однако эта зависимость требует изучения на большем количестве материала, чем то, которое было в нашем распоряжении.

Естественно, при наличии признаков связи россыпи с кварцевыми жилами выяснение генезиса коренных источников облегчается, если в участке россыпи, содержащем неокатанное золото, отсутствуют обломки руд иного происхождения.

Состав и строение золотоносного кварца из разных месторождений должны стать объектом специальных исследований.

Во многих россыпях широко распространены обломки бурых железняков. По морфологическим и текстурным признакам они принадлежат к трем группам:

а) бурые железняки ячеистые, ноздреватые, часто с реликтами сульфидов; иногда они цементируют брекчии кварцитов, эффузивов и других пород;

б) бурые железняки плотных, натечных текстур;

в) бурые железняки плотной текстуры, образующие псевдоморфозы по кристаллам пирита.

Ячеистые бурые железняки образуются при окислении сливных сульфидных руд (Шахов, 1960). Они встречаются во многих россыпях Урала, Рудного Алтая и Западной Австралии. В Горной Шории преобладают в участках россыпей, содержащих золото неокатанных форм. Их концентрация в россыпях этого региона довольно различна и от единичных и редких обломков достигает в отдельных случаях 10—20% всего объема каменного материала. При этом обычно нахождение железняков и в делювии. В аншлафах таких железняков всегда видны реликты сульфидов. Они сохраняются благодаря нейтрализующему действию известняков.

Распространенность в аллювии бурых железняков в противоположность кварцу чаще всего строго локальна, и нередко участки россыпей, содержащие наибольшее количество бурых железняков, отличаются максимальными концентрациями золота. Почти повсеместно бурые железняки сопровождаются обломками окисленных вкрапленных сульфидных руд. Поскольку область распространения этих генетически близких образований одна, рассмотрим их совместно.

Спектральным анализом в бурых железняках плотных и губчатых текстур, а также в окисленных вкрапленных рудах устанавливается примесь элементов, характеризующих сульфидную минерализацию. Свинец, медь, цинк, мышьяк и барий встречаются от тысячных до десятых долей процента, изредка до 1%. Сурьма, кадмий, молибден, висмут, серебро и ванадий присутствуют в тысячных, реже сотых долях процента. Пробирным анализом в бурых железняках и окисленных вкрапленных рудах часто устанавливается золото. Показательно, что тогда как в золотоносном жильном кварце в аллювии в большинстве случаев обнаруживаются следы золота или десятые доли граммов на тонну, для бурых железняков такие результаты редки. Обычно они содержат от 1 г/т до нескольких граммов на тонну или бывают свободны от золота. Эти данные вполне согласуются с выводом В. М. Крейтера (1941, 1947; Крейтер и др., 1958) о том, что в бурых железняках остается только относительно крупное золото, которое и дает указанные содержания, а все мелкое золото из них полностью выносятся.

Во многих россыпях издавна известны находки бурых железняков с видимым золотом (Щуровский, 1846; Helmhacker, 1891, 1892). Характерно, что бурые железняки, находящиеся в участках, где отсутствуют золотые россыпи, постоянно не содержат золота. Как доказано Т. Н. Шадлун (1948), В. М. Крейтером и Д. С. Крейтер (1946), бурые железняки из зон окисления, сыпучки которых заключают высокую концентрацию золота, также могут быть полностью «очищены» от золота. Классическим примером является зона окисления месторождения Блява. Образование таких бурых железняков здесь произошло не из сульфидов, а за счет окисления ярозита. Они, естественно, золота не содержат.

В других случаях бурые железняки заключают то или иное количество золота (Крейтер и др., 1958). При этом бурые железняки состоят из минералов группы гетита и в меньшей степени лепидокрокита и ярозита. Цвет их определяется соотношением слагающих их минералов и изменяется от светло-бурого и красноватого до темно-бурого и почти черного. Подчиненное значение в составе бурых железняков имеют окислы марганца, кварц, кальцит, анкерит, барит, хлорит, серицит. Иногда отмечаются реликты замещаемых пород: метасоматических кварцитов, скарнов, известняков и реже порфириров и метаморфических сланцев, преимущественно хлорит-актинолит-эпидотового состава. В бурых железняках



сохраняются реликты пирита, пирротина, арсенопирита, галенита, марматита, халькопирита, блеклых руд, ковеллина, халькозина и куприта. Часто отмечаются малахит, азурит, аурихальцит, смитсонит и англезит.

В большинстве случаев реликты сульфидов фиксируются лишь под микроскопом, хотя иногда, особенно при нахождении бурых железняков среди известняков, нейтрализующих действие кислот, величина реликтов измеряется сантиметрами.

Текстуры бурых железняков, образующихся при замещении существенно халькопиритовых руд, грубоячеистые с тонкими перегородками, крупными и угловатыми ячейками, имеют коричневый цвет. В Горной Шории вполне определенно устанавливается, что за счет пирротиновых руд образуются также грубоячеистые губчатые железняки с толстыми перегородками темно-бурого цвета, охристые. По галенит-халькопирит-сфалеритовым рудам образуются характерные грубоячеистые тонкостенные «губки» с кремнисто-карбонатным скелетом светло-коричневого, до оранжевого цвета, реже темно-коричневые.

Состав и строение вкрапленных руд показывают, что оруденение часто развивается по зонкам дробления кварцитов. Иногда сульфидное или кварц-сульфидное оруденение налагается на тремолит-актинолитовые породы и различные по составу скарны. Наиболее характерны пироксен-гранат-везувиан-эпидотовые, пироксеновые, а в некоторых месторождениях Горной Шории и Калиостровском месторождении Хакасии магнетитовые скарны и т. д. Будучи хрупкими, губки и окисленные вкрапленные руды в россыпи долго не сохраняются и уже в нескольких сотнях метров от мест своего коренного залегания почти полностью исчезают. Это значительно повышает их поисковое значение.

Во многих россыпях распространены бурые железняки натечных текстур. Обычно их обломки встречаются совместно с ячеистыми железняками и в большинстве случаев в россыпях среди карбонатных пород. Натечные железняки нередко заключают обломки минерализованных известняков и вторичных кварцитов. По данным спектральных анализов, они химически более «чистые», чем ячеистые. Некоторая примесь свинца, цинка, меди, мышьяка, а иногда и золота обусловлена адсорбционной способностью лимонитов (Шахов, 1960). Они сложены минералами группы лепидокрокита и в меньшей степени гетита.

В окружении известняков расстояние переноса гидроокислов железа могло быть самым незначительным. Поэтому источником железа натечных железняков, сопутствуемых губками и ячеистыми железняками, могли явиться только окисляющиеся сульфидные тела. В качестве мест отложения натечных известняков наиболее вероятными представляются полости рудного карста.

Присутствие обломков бурых железняков в участках россыпей, прилегающих к разрушенным выходам окисленных тел

золотосодержащих сульфидных руд в Горной Шории, привлекло в 1944 г. внимание Ф. Н. Шахова. Тогда же Ф. Н. Шахов предложил использовать эту особенность для поисков золоторудных месторождений типа метасоматических колчеданных залежей. Наиболее благоприятным считается участок, прилегающий к золотой россыпи, где последняя содержит большое количество обломков бурых железняков железной шляпы, так как здесь наиболее вероятно вскрытие значительных по размеру рудных залежей.

Анализ всего материала по составу и распространенности в Горной Шории бурых железняков свидетельствует о многочисленных здесь разрушающихся зонах окисления и о важной роли их в образовании золотых россыпей. Зоны окисления развиваются главным образом на месторождениях метасоматического типа, связанных с вторичными кварцитами, зонами смятия в метаморфических сланцах и скарнами.

Остается рассмотреть псевдоморфозы бурых железняков по пириту. Их обилие в некоторых россыпях иногда наводило на мысль о возможной роли вкрапленного пирита в качестве источников россыпного золота (Щуровский, 1846; Helmthacker, 1891, 1892; Обручев, 1911).

Скопления в россыпях кубиков лимонита наблюдаются по многим золотоносным речкам Западной Сибири. Но не менее часто отмечаются они и за пределами россыпей. Спектральными анализами устанавливаются незначительные примеси в них меди, никеля, кобальта и мышьяка. В большинстве случаев псевдоморфозы состоят из гетита с примесью ярозита и обнаруживают колломорфные и плотные структуры.

Иногда отмечаются включения реликтов пирита, халькопирита, арсенопирита, ковеллина и халькозина. По данным А. Н. Вуколова, анализы кубиков пирита чаще всего обнаруживают лишь незначительные следы золота.

Распространенность псевдоморфоз бурых железняков по пириту за пределами россыпей, а также их состав не позволяют предполагать связи с ними существенного золотого оруденения.

Изучив распространенность и состав шлихового пирита в Яно-Колымском золотоносном поясе, Л. В. Фирсов (1962) пришел к выводу, что при множественности и разнообразии коренных источников пирита главными из них являются осадочные породы с незолотоносным диагенетическим пиритом. В общей массе шлихового пирита на долю золотоносного пирита из рудных жил и околожилных зон приходится немногим более 2%.

Во многих россыпях отмечаются обломки различных скарнов. Однако независимо от их первоначального состава судить о возможной связи с ними золотого оруденения можно лишь в том случае, если попутно с приуроченностью большей части обломков к участкам россыпи с неокатанным золотом отмечается наложение кварц-сульфидной стадии оруденения на скарновую. Подобные

наложения, как правило, сопровождаются изменениями скарновых минералов.

Анализ данных шлихового опробования обычно может выявить характерную для каждого района группу минералов — надежных спутников золота в россыпях и коренных месторождениях. Чаще всего это шеелит, турмалин, барит, флюорит, магнетит, эпидот, сульфиды, теллуриды и др. В Кузнецком Алатау и Горном Алтае россыпи, образовавшиеся за счет разрушения скарновых месторождений, обыкновенно содержат много обломков эпидозитов, наиболее устойчивых пород скарнового поля, эпидота, андрадита, пироксенов и магнетита, иногда в сростках с золотом. В Горной Шории ассоциация барита, флюорита и киновари в шлихах из россыпей с низкопробным золотом служит признаком образования россыпи за счет разрушения месторождений, образовавшихся среди песчано-сланцевых толщ и принадлежащих к наиболее поздней эпохе.

Неотъемлемым спутником золота во многих россыпях Западной Сибири являются обильные гидраты железа, сорбируемые глинами и суглинками. Последние близ разрушающихся зон окисления, откуда выносятся лимонит, приобретают характерную ржаво-бурую или ржаво-красную окраску. Некоторыми чертами сходства обладают красные глины коры выветривания известняков, не имеющие ничего общего с железными шляпами. При изучении состава и распространенности этих внешне сходных, но различных по происхождению образований, намечаются признаки их основных отличий. Окраска глин за счет вынесенного из железной шляпы лимонита обычно весьма неравномерна и быстро сменяется бурыми или серыми тонами. Величина интенсивно окрашенных участков измеряется десятками, реже сотнями квадратных метров. Характерно их чередование с неокрашенными глинами. Разница в содержании железа даже в пределах одного штуфа глин фиксируется не только визуально, но и спектральным анализом. Вместе с лимонитом глины сорбируют металлы окисленных руд — цинк, свинец, медь, молибден, мышьяк, примесь которых является специфическим признаком разрушающейся поблизости зоны окисления сульфидного тела. Металлы-примеси концентрируются более всего в интенсивно окрашенных разностях глин. Иногда глины сорбируют тонкодисперсное золото, устанавливаемое только аналитически.

Красно-бурые глины коры выветривания известняков занимают большие площади, окрашены равномернее и не обнаруживают связи с россыпями. Содержание железа и цветных металлов в них значительно ниже и постоянное, чем в лимонитизированных глинах.

Пространственная связь участков россыпи, обогащенных золотом неокатанных форм, с зонами интенсивной лимонитизации глин — явление весьма распространенное. Во многих изучавшихся

делювиальных и ложковых россыпях Горной Шории с исчезновением ржавой окраски глин заметно снижается содержание золота.

Приведенные данные о спутниках золота, подтверждая вывод о неразобщенности россыпей с коренными источниками, позволяют, кроме того, судить об их происхождении. В Горной Шории на распространенности в россыпях с неокатанным золотом бурых железняков с реликтами вмещающих пород и окисленных вкрапленных сульфидных руд устанавливается развитие зон окисления золотосульфидного оруденения в скарнах, кварцитах и зонах дробления на контактах пород различной компетентности и среди метаморфических сланцев. Некоторые сведения о рудах коренных источников дает изучение шлиховых ассоциаций минералов, лимонитизированных зон глинистых отложений и их спектрального состава.

Основные особенности связи россыпей с коренными месторождениями представляются следующими. Прежде всего, как показывает анализ перемещения россыпей в стадию глубинной эрозии долины, главная масса крупного золота переносится не на длину «эрозионной ступени», как полагал Ю. А. Билибин (1955), измеряемую многими сотнями или тысячами метров, а на суммарную длину уступов в пределах этих ступеней. Суммарная длина уступов, где происходит полное вскрытие «пласта», составляет не более двух-трех десятков метров. При углублении долины общая длина аллювиальной россыпи увеличивается, таким образом, в наиболее общем случае не более чем на трех-пятикратную величину углубления. Эта величина не является теоретически расчетной. Она установлена нами эмпирически в россыпных районах Западной Сибири (Щербаков, 1958), и не исключено, что в провинциях с иными особенностями развития рельефа может как-то изменяться. Довольно тождественные в различных регионах и в общем весьма ограниченные размеры аллювиальных россыпей, источник которых расположен лишь в их вершинках, не дают оснований предполагать значительные пределы этого изменения.

Отсюда можно сделать очень важный вывод о практической неразобщенности такого рода россыпей с их коренными источниками со всеми вытекающими отсюда последствиями. Одним из основных доводов в данном случае является четкая зависимость морфологии россыпного золота от положения его в тех или иных фрагментах россыпи. Эта зависимость позволяет выделить по степени окатанности три основных морфологических типа россыпного золота: неокатанное, окатанное изометричных форм и дискообразное. Разнообразие форм золота в пределах выделяемых типов в данном случае нами не рассматривается, поскольку различные области распространения или количественного соотношения золота более дробных подразделений наметить весьма затруднительно. Основная особенность распределения золота выделенных морфологических типов заключается в том, что совместное нахождение

золотин первых двух типов всегда свидетельствует о близости коренных источников. Количественное соотношение золота разных типов можно рассматривать как показатель условий формирования данного участка россыпи, т. е. оценивать относительную роль в его составе «перемещенного» и «местного» золота.

Анализ состава и положения спутников золота в россыпях, свидетельствуя также о тесной пространственной связи их с коренными источниками, дает, кроме того, ценный материал для познания их генетической принадлежности. Той же цели с успехом может служить анализ состава элементов-примесей россыпного золота.

Приведенные данные о размещении аллювиальных золотых россыпей, распределении в них морфологических типов золота и сопутствующих ему реликтов гипогенной минерализации, а также данные по составу элементов-примесей золотин позволяют, на наш взгляд, утверждать, что без их использования выводы о положении в пространстве генетических типов эндогенной золотой минерализации были бы лишены необходимой аргументации.

Материалы по россыпям золота могут не только служить выявлению генетической зависимости оруденения от положения в рудной провинции формаций с повышенным кларком золота, о чем речь пойдет ниже, но и во всей своей полноте использоваться при поисках коренных месторождений золота.

## ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОЛЧЕДАННЫЕ ЗАЛЕЖИ

Месторождения вкрапленных и сливных сульфидных руд по составу и морфологии весьма разнообразны. Большинство их разрабатывается на медь, медь и цинк, свинец и цинк или на целый комплекс элементов, и тогда месторождения именуются полиметаллическими. Золото и нередко серебро извлекаются из них попутно. Несмотря на очень часто «убогое» содержание «попутного» золота в рудах, сравнительно редко превышающее  $1-3 \text{ г/т}$ , общие запасы и добыча золота из этих руд велики благодаря характерному для этого типа громадному масштабу многих месторождений. В отдельных районах добыча попутного золота превышает продукцию крупных собственно золотых рудников.

Метасоматические сульфидные месторождения образуются на разных этапах формирования складчатых областей. Для Алтая это отмечалось П. Ф. Иванкиным (1961), для Кавказа — Г. А. Твалчредидзе (1962). Принадлежность колчеданных месторождений Урала к разным эпохам рудообразования недавно аргументирована М. Б. Бородаевской (1965). К выводу об эпигенетичности, разновозрастности и связи с различными магматическими комплексами полиметаллических месторождений Салаира и в целом Алтае-Саянской складчатой области пришли В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Тычинский (Кузнецов и др., 1966). На генетическое

разнообразие месторождений колчеданного типа еще ранее обращал внимание В. И. Смирнов (1960).

Вмещающими породами для колчеданных рудных тел служат различные по составу вулканогенные образования, хлоритовые, хлорит-серицитовые и другие метаморфические сланцы, песчаники и даже известняки, особенно на контактах с магматическими породами. Рудоконтролирующими структурами метасоматических сульфидных месторождений являются зоны повышенной проницаемости, например смятия и трещиноватости. Детально они рассмотрены и классифицированы Ф. И. Вольфсоном (1953, 1955, 1957) и В. М. Крейгером (1956).

Формы нахождения золота в сульфидных метасоматических месторождениях зависят от состава руд и принадлежности золота к той или иной стадии минералообразования, что в свою очередь определяется фациальными условиями процесса. На алтайских месторождениях заметно повышается концентрация видимого низкопробного золота и электрума в относительно низкотемпературной обстановке и близповерхностных фациях и парагенезисе с баритом, кварцем, галенитом и сфалеритом (Дмитриев, 1960—1962). В медных рудах, сменяющих на глубине свинцово-цинковые, золото более высокопробное. Содержания его в этом же направлении понижаются, дисперсность возрастает. Медноколчеданные руды вне связи с полиметаллическими залежами также отличаются тонко распыленным золотом. Микроскопически золото в первичных рудах было установлено Б. И. Вейц (1957) лишь в восьми месторождениях Рудного Алтая из 46 изучавшихся, причем только в типично полиметаллических. В пиритовых, пирротиновых или обогащенных медью метасоматических залежах золото обычно выявляется лишь пробирным анализом.

Наличие в сульфидных рудах двух разновидностей золота, отмечавшееся на Алтае еще Ренованцем (Renowantz, 1788) и считавшееся для Алтая характерным (Пилипенко, 1915), объясняется принадлежностью его к разным стадиям рудообразования. Причем низкотемпературная разновидность, относительно обогащенная золотом, проявилась не повсеместно, а главным образом в близповерхностных полиметаллических месторождениях с баритом. Б. И. Вейц, И. В. Покровская и Г. П. Болгов (1957) отмечают внедрение такого золота в сфалерит, доломит и блеклую руду и проникновение его вдоль границ сфалерита с халькопиритом, кварца с галенитом и барита с доломитом. Позже золота, по их данным, из сульфидов выпадает лишь отчасти галенит, а из самородных металлов, по наблюдениям П. П. Бурова и Н. Н. Курека (1939), серебро и электрум.

Отмечая принадлежность сульфидных метасоматических месторождений с золотом к разным этапам развития складчатых поясов, разному возрасту в пределах одной металлогенической провинции, приуроченность их к разным магматическим комплек-

сам, отличающимся по составу вмещающих пород, и формирование их в различной фациальной обстановке, что определенно сказывается на составе руд и времени выделения золота. мы это делаем исключительно для того, чтобы акцентировать внимание на одной чрезвычайно важной и общей для всех месторождений этого типа особенности — приуроченности их к формациям, характеризующимся повышенным кларком золота. Разумеется, в данном случае эта приуроченность теснейшим образом связана и обусловлена общей приуроченностью метасоматических сульфидных месторождений к вулканогенным или вулканогенно-сланцевым формациям, преимущественно начальных этапов развития первичных геосинклиналей, но иногда появляющихся и значительно позже в наложенных впадинах на консолидированном основании. В том и другом случае ведущим фактором для появления колчеданного оруденения является вулканогенный базальтовый или андезитовый, реже более кислый характер вмещающих формаций.

Особо следует подчеркнуть именно формационную связь колчеданных месторождений с эффузивными телами, так как непосредственно боковыми или вмещающими руды породами, как отмечалось, нередко являются всевозможные внутриформационные горизонты или прослои кластических, карбонатных пород, а подчас и тела интродуцированных магматических пород различных составов и генетического отношения к вмещающему их комплексу. Проникновение колчеданной минерализации за пределы собственно вулканогенно-сланцевых толщ в подстилающие или перекрывающие их отложения чаще всего носит сугубо локальный характер и проявляется вдоль элигенетических рудоконтролирующих структур. Подобную картину можно видеть в описании А. А. Тютинским (1963) Тютинского месторождения в Юго-Восточном Алтае, полиметаллические руды которого приурочены к зажатому среди девонских эффузивов небольшому тектоническому блоку мраморизованных известняков синийского возраста. Внедрившаяся вдоль контакта кислых девонских эффузивов с рудовмещающими известняками габбро-диабазовая дайка несет вкрапленную сульфидную (существенно галенитовую) минерализацию, тождественную по составу главному рудному телу.

Пирит-пирротин-арсенопиритовые сливные руды с золотом или так называемые хотимские тела Бериккульского месторождения в Марийской тайге образовались путем замещения древних известняков на контакте их с порфиритовой толщей среднего кембрия. Бериккульское месторождение представляет интересный случай тесной пространственной и генетической связи метасоматических колчеданных залежей со сложной жильной системой, развитой в порфиритах. Кварцевые жилы с сульфидами и золотом возникли здесь, на наш взгляд, вдоль трещин отрыва в лежащем крыле пологого надвига. Помимо рудоносных трещин, оперяющих главный сместитель в лежащем боку, в висячем крыле главного

надвига, представляющего теперь четвертую, так называемую пологую, жилу, известны также, но в меньшем количестве, рудонесные трещины, опоряющие, по-видимому, пологое нарушение более высокого гипсометрического уровня. В участках пересечения пологой жилой контакта вмещающих жильную систему порфиритов с известняками образуются упомянутые хотимские тела сливных колчеданов с золотом.

Случаи распространения колчеданного оруденения за пределы вулканогенно-осадочной формации девона в толщу каменноугольных отложений известны в Рудном Алтае (Иванкин, 1957, 1962; Яковлев, 1962; Горжевский, Яковлев, 1937). Основная масса золотосодержащих полиметаллических месторождений этого региона настолько связана с эффузивным комплексом девона, что это послужило оправданным моментом для эффузивно-осадочной гипотезы их генезиса, развиваемой Б. И. Вейц (1953). И. В. Дербиковым (1952), Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневом, А. И. Семеновым (1954) и другими геологами.

Этой точке зрения противопоставляется представление о связи значительной части полиметаллических месторождений с малыми интрузиями — коагматами девонских эффузивов. В обоих случаях исходным моментом для генетических построений служит несомненная пространственная связь месторождений с вулканогенными образованиями. В Горном Алтае, по подсчетам А. А. Тычинского (1963), 95% всех полиметаллических месторождений в пределах девонских отложений приурочено именно к вулканогенным толщам. Четкой приуроченности колчеданных полиметаллических месторождений к разным породам, но всегда к существенно спилит-кератофировым отложениям кембрия Салаира, придавали глубокий генетический смысл М. А. Усов (1933), В. С. Домарев (1956<sub>1,2</sub>), Г. С. Лабазин (1940), Г. Л. Поспелов (1955), С. С. Геринг, В. И. Зеркалов и другие исследователи. Устойчивая пространственная связь колчеданных месторождений с отложениями спилит-кератофировой формации отмечается также в восточных районах Алтае-Саянской складчатой области, на Урале (Блява, Им. III Интернационала и др.), Кавказе, в Испании (Рио Тинто), США (Нью-Хемпшир, Блю-Хилл, Милан Майн), Норвегии (Сулительма), Японии (Косака, Хитаки, Бешши), ФРГ (Реммельсберг), Канаде (Флин Флон) и во многих других регионах земного шара (Beck, 1909; Emmons, 1910; Линдгрэн, 1934; Обручев, 1934; Заварицкий, 1943; Логинов, 1951; В. И. Смирнов, 1964). При всем разнообразии теоретической трактовки этой связи сам факт ее сомнению не подвергался.

Не менее общей особенностью, чем формационное положение месторождений, считается метасоматический способ отложения главной массы сульфидов. Колчеданные залежи в вулканогенно-осадочных метаморфизованных породах Ф. Н. Шахов (1964) относит к группе так называемых «перемещенных» метасоматитов.



Развитие в них пирита, как ранее отмечалось Д. С. Коржинским (1953), происходит за счет железа пород, содержащих его в повышенных концентрациях. Наиболее благоприятны в этом отношении возникшие в процессе регионального метаморфизма основных, отчасти средних эффузивов порфириитоиды и существенно хлоритовые сланцы. Под воздействием гидротермального метаморфизма они преобразуются в серицитовые сланцы или серицитовые кварциты (Логинов, 1951; Коржинский, 1953, 1957; Шахов, 1964). На этой первой стадии гидротермального изменения пород происходит перераспределение железа. Вкрапленность пирита начинает возникать на участках изменения породы. Усиление интенсивности процесса и связанное с ним перемещение железа, как отмечает Ф. Н. Шахов (1964), приводят в конечном случае к образованию пиритовых линз. Зависимость образования пирита от состава первичных пород и типов их гидротермальных изменений Ф. Н. Шахов (1964) рассматривает как основную причину приуроченности месторождений колчеданного типа к эффузивным толщам.

В табл. 15 приведены данные, позволяющие проследить зависимость поведения золота от химического изменения пород в процессе гидротермального метаморфизма. Наиболее устойчивые и равномерные для определенных типов пород той или иной провинции содержания золота остаются таковыми, пока не наступает заметное изменение форм нахождения и концентраций железа. Если «свежие» диабазы и туфы свиты «ключа Оленьего» в Енисейском крае содержат в среднем 0,0010 г/т золота, то в аналогичных, но хлоритизированных и карбонатизированных вулканогенных породах содержание золота уменьшается до 0,00055 г/т, т. е. почти вдвое. Сходные тенденции нередко наблюдаются в одноименных породах Кузнецкого Алатау, характеризующихся более высокими общими содержаниями золота. В обоих районах понижение содержания золота в равной мере сопровождается небольшим уменьшением общего содержания железа, понижением  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , выносом части щелочей и иногда слабым повышением содержания  $\text{SO}_3$ .

Итак, есть основание зону выноса железа и щелочей при гидротермальном метаморфизме рассматривать одновременно и как зону выноса части золота. Другая группа гидротермально метаморфизованных пород характеризуется увеличением общего содержания железа, а главное, резким, вне области воздействия экзогенных процессов, повышением  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , привносом серы, концентрацией золота и частично меди. Концентрация золота по сравнению с его концентрацией в неизменных эффузивах возрастает примерно на один порядок, но судить о средних содержаниях в данном случае затруднительно ввиду крайней неравномерности распределения золота. Эта зона (назовем ее зоной разгрузки гидротерм) характеризуется пиритизацией пород, а местами некоторым их окварцеванием.

Таблица 15

Содержание золота, железа и щелочей (*г/т*) в некоторых «свежих» и метаморфизованных основных породах Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау

Проба	Порода	Au	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	Характерные изменения породы
	<i>Енисейский кряж</i>							
271	Диабаз	0,00065	1,38	10,86	0,67	0,72	0,41	Хлоритизация и карбонатизация
293	Диабазовый порфирит	0,001	2,29	10,95	2,70	0,54	0,28	Порода относительно «свежая»
80	Диабаз	0,0004	3,29	8,62	3,77	1,33	0,15	Хлоритизация
81	Пироксеновый порфирит	0,004	3,68	8,08	2,70	0,72	Необн.	Хлоритизация и окварцевание
Д-1	Диабаз (средний по Дэли)	0,0046	3,84	7,73	3,07	0,97	—	То же
	<i>Кузнецкий Алатау</i>							
2450	Габбро	0,0066	3,50	5,58	3,49	1,33	—	Амфиболизация
207	Хлорит-серицитовый сланец по диабазу	0,0067	5,70	8,38	1,56	0,22	0,03	Хлоритизация, серицитизация, окварцевание
362	Пироксеновый порфирит	0,0089	5,18	11,32	2,70	0,36	0,01	Кварцевые жилки
441а	Диабаз	0,016	3,47	8,55	—	—	—	То же
275	Диабаз	0,0034	16,30	10,06	Следы	0,72	3,02	Пиритизация
22	Фельзит	0,0055	7,20	4,63	2,18	0,12	0,09	Серицитизация
441б	Диабаз	0,12	8,60	2,23	—	—	—	Пиритизация

Наблюдения Ф. П. Кренделева в Енисейском кряже и наши в Кузнецком Алатау и на Алтае приводят к выводу о более локальном проявлении метаморфизма второго рода с отложением пирита и золота по сравнению с гидротермальной хлоритизацией и серицитизацией пород, при которых выносятся железо, щелочи и золото.

Полученные данные позволяют различать в поведении золота две стадии гидротермального метаморфизма. В первую стадию золото из пород выносятся, во вторую — отлагается. На рис. 22 показана установленная нами зависимость содержаний золота в гидротермально метаморфизованных диабазах от величины Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO. Эти данные получены по малому количеству проб и не могут претендовать на сколько-нибудь полное освещение вопроса. Их значение сводится по существу к аналитическому установлению самого факта гидротермального перераспределения золота при окислитель-

по-восстановительных реакциях в эндогенных процессах. Выявление физико-химических параметров этих процессов — дело ближайшего будущего.

Весьма показательно, что не зависящие от гидротермального метаморфизма сингенетичные содержания золота в разных типах пород и петрогенных силикатов обнаруживают с  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  обратную связь, обусловленную, по всей вероятности, упомянутой выше

предпочтительностью вхождения золота в максимально ковалентные структуры.

Анализы пирита из зон метасоматически измененных пород обнаруживают повышенные содержания золота (порядка десятых долей граммов на 1 т). Следует отметить по крайней мере частичное пространственное совмещение областей прогрессивного и регрессивного метаморфизма, особенно в около-жильных измененных породах. Примером такого совмещения в кислых по составу породах, по-видимому, могут служить березиты. Неравномерность распространения в пиритах золота не мешает выявить тенденцию увеличения его содержания от гидротермально-метасоматических пиритов к жильным.

Приведенные данные хорошо согласуются с представлением Д. С. Коржинского (1958, 1962) о возрастании в первую стадию гидротермального метаморфизма кислотности за счет повышения концентрации кислотных компонентов, в том числе  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и других, что способствует реакциям восстановления, в частности замещению описанных соединений железа сульфидными соединениями. Возрастание щелочности во

вторую стадию метаморфизма, по мнению Д. С. Коржинского, вызывает реакции окисления, и, как видно из приведенных результатов анализов (см. табл. 15), это сопровождается концентрацией железа и увеличением роли его окисной формы.

Рассматривая сульфидные с золотом руды как перемещенные, метасоматиты, по Ф. Н. Шахову (1964), возникшие в ходе последовательных наложений, нет видимых оснований принципиально противопоставлять природу появления в них золота природе появления пирита. Более того, материал о поведении золота при гидротермальном метаморфизме позволяет предположить возможность

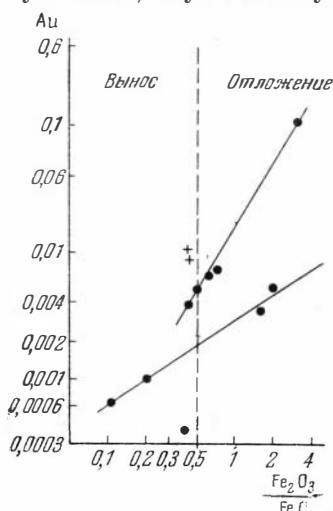


Рис. 22. Зависимость содержания золота в гидротермально измененных основных породах от величины отношения  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$  (по

данным табл. 15). Верхняя группа проб — пробы Кузнецкого Алатау, нижняя — Енисейского края (крестики — пробы пород с микроскопическими кварцевыми жилками)

заимствования его из вмещающих толщ. Пространственная приуроченность золотоносных сульфидных метасоматитов к вулканогенно-осадочным формациям и повышенный кларк в них золота приводят к выводу о том, что расстояние переноса его в данном типе месторождений невелико. Разумеется, упомянутая мобилизация и концентрация золота в процессе гидротермального метаморфизма не исчерпывают всех возможных способов извлечения золота из пород, содержащих его в повышенных количествах. Несомненна в этом роль собственно магматических процессов. Однако, не рассматривая пока вероятного их разнообразия, подчеркнем, что независимо от способа выноса золота из пород нет никаких объективных оснований считать сами области выноса находящимися за пределами формаций с повышенным кларком золота и в данном случае вулканогенно-сланцевых. Об этом еще раньше писали Н. Г. Судовиков (1955), Р. В. Бойль (Boyle, 1960) и Ф. Н. Шахов (1960, 1961). Здесь приведены лишь некоторые дополнительные обоснования разбираемого положения, в частности количественный анализ распределения и поведения золота в рассматриваемых процессах.

Широко известная, неоднократно обсуждавшаяся в литературе гетерогенность колчеданных месторождений (В. И. Смирнов, 1960; В. А. Кузнецов и др., 1966), на наш взгляд, может быть в большей мере объяснена характером процесса, его фациальностью, особенностями состава исходных пород, чем разнообразием источников золота. Допущение разнообразного источника золота именно для колчеданных месторождений повлекло бы за собой необходимость объяснить практическое отсутствие их на сколько-нибудь существенном расстоянии от вулканогенно-сланцевых формаций с повышенными кларками железа и золота, но только там, где имеется необходимое для рудообразования разнообразие благоприятных рудоконтролирующих структур и вмещающих, в узком смысле этого слова, пород.

Таким образом, известное на Урале, Салаире, Алтае, Кавказе, в Восточных Карпатах и т. д. разнообразие состава колчеданных месторождений мы склонны объяснить различием частных условий их образования при постоянстве общих — источнике вещества и способе его отложения. Зависимость морфологии и состава рудных тел от фациальной обстановки рудообразования четко проиллюстрирована П. Ф. Иванкиным (1959) на примере Рудного Алтая.

Приходится иногда констатировать весьма косвенный характер признаков генетической связи рассматриваемой группы месторождений с теми или иным интрузивными комплексами. Данному вопросу посвящена пятая глава книги. Здесь лишь отметим, что даже тождественность абсолютного возраста гранитоидов и руд, определенного на Салаире (Дистанов и др., 1964) калий-аргоновым и свинцовым методами, не всегда позволяет в силу многих обстоятельств судить о том, вынесены металлы из магмы или из

вещающих пород. В любом случае наиболее правдоподобным представляется в качестве первоначального источника металлов, в частности золота, в месторождениях описываемого типа. рассматривать существенно эффузивную толщу, в которой развиваются магматические процессы и циркулируют способные к реакциям с породами горячие растворы. В каждом случае остается лишь выяснить наиболее вероятный способ извлечения металлов.

## ЗОЛОТОНОСНЫЕ СКАРНЫ

Золото в скарнах различного состава известно во многих рудных провинциях. Менее распространенный, чем золотоносные жилы или колчеданы, этот тип месторождений отличается определенной индивидуальностью. Совместно с кварцем, сульфидами, иногда теллуридами, реже — с другими минералами золото повсеместно наложено на высокотемпературную ассоциацию скарновых силикатов. Считая этот перерыв между скарнами и сульфидами не менее характерным, чем перерыв между роговиками и скарнами, Ф. Н. Шахов (1947) отмечает преимущественно развитие сульфидной стадии в месторождениях фации умеренных глубин и поверхностной фации.

Рассматривая отношение золотоносных скарнов к формациям с повышенным кларком золота, нельзя не учитывать неоднородность процесса их формирования, зависящую от разных физико-химических условий на разных этапах воздействия растворов на породы. Если скарнообразование заключается в интенсивном высокотемпературном метасоматозе, то сульфиды и золото отлагаются из относительно уравновешенных по составу с породами и охлаждающихся гидротерм. Но остается ли при этом общим источник скарнирующих и рудообразующих растворов, а следовательно, заслуженно ли месторождения золота подобного типа носят название контактовых, контактово-метасоматических или скарновых? Обратимся к фактам.

На Северо-Восточном Алтае известно Синюхиянское золоторудное месторождение. Оно приурочено к морфологически сложному контакту Сараккокшинского гранитоидного массива с метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями кембрия. Рудные участки тяготеют к останцам вмещающей толщи, сохранившимся в краевой части массива и представленным мраморизованными известняками, эффузивами и песчаниками (рис. 23). На месте известняков образовались главным образом волластонитовые скарны, на месте и за счет диоритов, порфиритов и песчаников — скарны гранат-пироксенового состава. Гранаты относятся кgrossуляр-андрадитовому ряду, а пироксены — к диопсид-геденбергитовому. Менее распространен в скарнах скаполит. Известно несколько гнезд магнетитовых скарнов. Золотосульфидное оруденение в скарнах развивается в виде штокверка и сопровождающей его вкрат-

ленности сульфидов и свободного золота (рис. 24). Изредка оруденение проникает за пределы скарнов в мраморы, диориты и в многочисленные на месторождении дайки диорит-порфиров, гранит-порфиров и фельзитов.

Скарны в контакте с рудными жилами перекристаллизуются с появлением друзовых текстур. Перекристаллизация скарновых силикатов сопровождается их обогащением компонентами минералообразующих растворов, развитием кальцита, актинолита

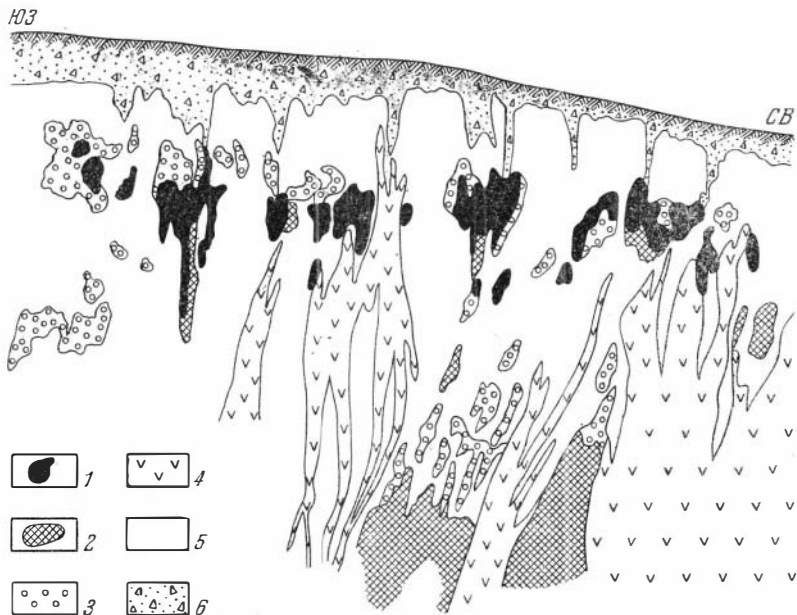


Рис. 23. Разрез Синюхинского золоторудного месторождения (Щербаков, 1958)

1 — золотые руды зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения; 2 — неокисленные вкрапленные и штокерковые руды с золотом в мраморах, скарнах и порфиритах; 3 — скарны; 4 — диориты и диорит-порфиры; 5 — мраморы; 6 — делювий и элювий

и хлорита. Вдоль кварцево-сульфидных жилок пироксен замещается везувианом, содержащим медь, свинец, никель, кобальт и другие элементы. Эпидот отмечается главным образом также вдоль рудных жилок, замещая здесь гранаты, пироксены и везувианы. Кроме того, примесь в составе эпидота золота и сопутствующих ему металлов склоняет к выводу о возникновении эпидота в стадии гидротермального процесса.

Среди гипогенных рудных минералов кварцево-сульфидной стадии распространены борнит, «пластинчатый» халькозин, халько-

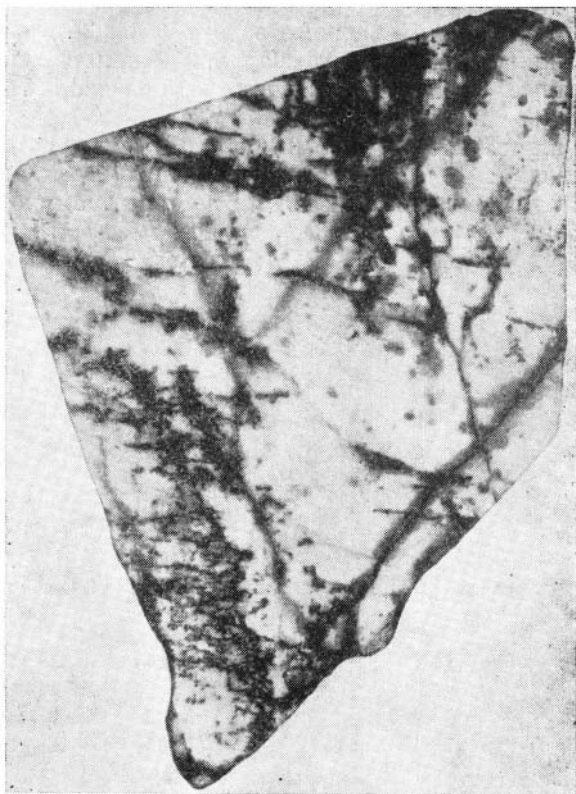


Рис. 24. Борнит-халькозиновая руда с золотом в волластонитовом скарне на Синюхинском месторождении

Белое — волластонит, черное — существенно халькозин, образующий сетчатые и «штоковковые» текстуры (натур. вел.)

пирит и пирит. В малых количествах руды содержат гематит, кубанит, валлериит, тетрадимит, галеновисмутит, сфалерит, пирротин, калаверит, мелонит, линнеит, висмутин, а из нерудных — кварц и кальцит. Нами был установлен неодигенит, описывавшийся ранее как кубический халькозин (Щербаков, 1961). Общее количество сульфидов лишь изредка превышает 5—10%. В магнетитовых и пироксеновых скарнах преобладают халькопирит, пирротин и пирит. Здесь же встречаются кубанит, валлериит, висмутин и тетрадимит. Среди волластонитовых скарнов, мраморов и других безжелезистых пород развиваются преимущественно борнит, халькозин и отчасти галенит, сфалерит, блеклые руды и калаверит.

Роль халькопирита с глубиной постепенно возрастает, а борнита понижается. Когда соотношение борнита и халькопирита в рудах не связано непосредственно с железистостью вмещающих пород, оно отражает первичную вертикальную зональность отложения. В краевых частях зерен борнита нередко отмечаются эмульсионные включения халькопирита, но более характерна для этих минералов структура взаимных границ. При больших увеличениях удается различать решетчатые структуры распада халькопирита в борните. Редкость подобного явления служит косвенным показателем невысоких температур рудоотложения, при которых растворимость халькопирита в борните могла быть только весьма ограниченной. Изредка в участках руд, где нет халькопирита, наблюдаются решетчатые структуры распада неодигенита (синего изотропного халькозина) в борните.

В первичных рудах отмечаются, кроме того, две разновидности ромбического халькозина. Менее распространена его параллельно-пластинчатая разновидность, образовавшаяся путем замещения борнита в эндогенных условиях. Изредка наблюдаются мирмекитовые сращения борнита с этим халькозином (рис. 25). Отмечая возможно различный характер происхождения подобного явления, П. Рамдор (1962) подчеркивает во всех случаях низкотемпературный, порядка  $100^{\circ}$ , характер процесса образования мирмекитовых сращений халькозина с борнитом. Другая разновидность ромбического халькозина белого цвета представляет пластинчатый агрегат решетчатой структуры, напоминающий структуры распада неодигенита в борните. В интерстициях халькозиновой решетки видны борнит и неодигенит (рис. 26). Халькозин этой разновидности образовался путем замещения борнита и параморфного превращения неодигенита, замещавшего борнит. П. Рамдор обращает внимание на типогенный характер подобного халькозина, образование которого возможно при температурах ниже  $103^{\circ}$ .

Золото в первичных рудах часто встречается в свободном виде, образуя крючковатые, бугристые и комковидные зерна, реже — листочки и проволоочки величиной от долей миллиметра до 10 мм и более в поперечнике. Более 75% золотин из многих сотен изучавшихся нами золотин находится в сростках одновременно с кварцем, борнитом и халькозином. В остальных случаях золото образует сростки с халькопиритом, и сравнительно редко оно отмечается без сульфидов в трещинках или межзерновых полостях среди скарновых силикатов, особенно среди волластонита. Большая часть золота приурочена к трещинкам в сульфидах или к границам их зерен. Изредка наблюдаются его эмульсионные выделения в периферических частях зерен борнита, халькопирита и неодигенита. Структурные взаимоотношения золотин с эндогенными сульфидами и кварцем говорят о начале выделения золота в конце сульфидной стадии и об отложении его преобладающего количества после борнита, халькопирита и неодигенита, т. е. при низких температурах.



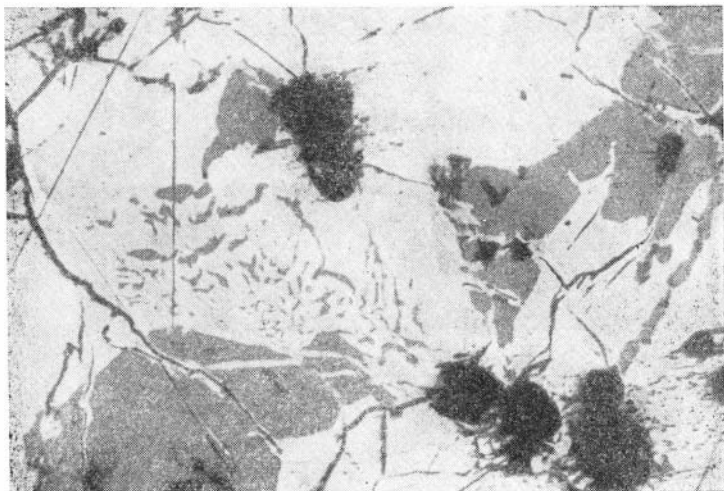


Рис. 25. Мирмекитовая структура гипогенного замещения борнита (темно-серое) параллельно-пластинчатым халькозином (белое). Увел. 200, масляная иммерсия

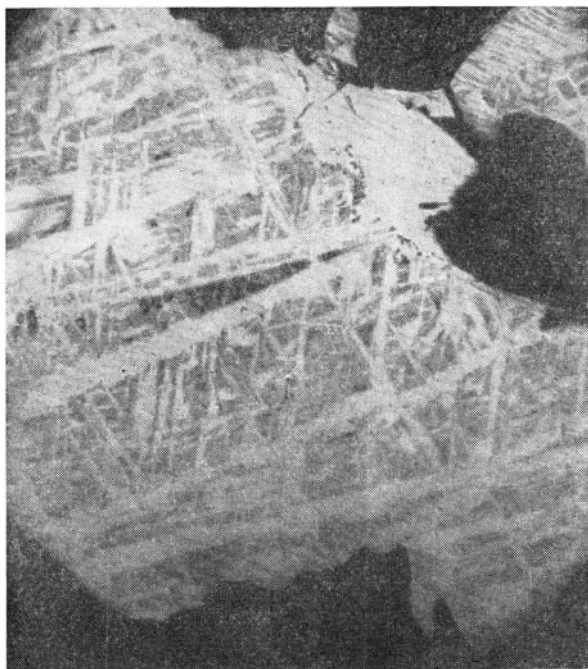


Рис. 26. Замещение борнита (черное) и неодигенита (серое) решетчато-пластинчатым высокотемпературным халькозином (белое). Увел. 550, масляная иммерсия

При одновременном выпадении из растворов золота и сульфидов величина золотин не превышает сотых долей миллиметра. Характерная пространственная связь крупного золота с сульфидами и их структуры взаимных границ наводят на мысль о роли сульфидов и особенно борнита как осадителей золота из растворов.

Некоторая обособленность на месторождении существенно халькопирит-пирротиновой и халькозин-борнитовой ассоциаций создает слабо выраженную вертикальную зональность. Золотом более обогащена верхняя зона борнит-халькозиновых руд. Интервал переходов от одной парагенетической группы к другой на разных участках — 200 м. Морфология рудных столбов на месторождении чрезвычайно сложна. Из причин, определивших размещение золота в Синюхинском рудном поле, уверенно можно назвать избирательное дробление наиболее крупнозернистых пород, в первую очередь властонитовых скарнов, особенно повторные подвижки на участках развития среди скарнов борнит-халькозиновых штокверков. Подновление трещиноватости в скарнах перед отложением основной массы золота затронуло главным образом систему сульфидных жиллок, и тончайшие трещинки, возникшие в сульфидах, послужили благоприятными структурами для отложения из растворов золота. Отсюда понятно повышенное содержание золота в рудах сетчатых текстур по сравнению с содержанием его во вкрапленных и даже густовкрапленных рудах. Участки штокверковой сульфидной минерализации, лишенные поздней трещиноватости, золота почти не содержат.

Характерное в рудном поле несовпадение контуров рудных тел и столбов с контурами скарнов и наложенными на них сульфидными штокверками объясняется принадлежностью скарнирующих и рудообразующих растворов к различным этапам формирования рудного поля, в силу чего они дренировались также различными и потому отчасти разобщенными в пространстве структурами.

Приведенные данные достаточно определенно свидетельствуют о перерыве между скарнообразованием и золото-сульфидным оруденением. Количественную оценку этой разобщенности позволяет дать анализ места золотого оруденения в ходе становления Саракокшинского гранитоидного комплекса (Щербаков, 1965; Фирсов, Щербаков, 1966).

Саракокшинский массив довольно изометричен; площадь его превышает 1000 км<sup>2</sup>. В составе массива известны породы различного состава — от лейкократовых гранитов до габбро-норитов и пироксенитов, а также различной фациальности — от сравнительно глубинных гранитов до близповерхностных гранит-порфиров и фельзитов. Сложность строения массива позволяет исследователям говорить о его многофазности (рис. 27). Толкование же возраста, взаимоотношения и происхождение отдельных частей массива весьма различно. Е. П. Зайченко (1956) и в соответствии с

ее выводами В. П. Нехорошев (1958), считая граносиенитовый комплекс массива комагматичным предположительно среднедевонским эффузивом, датируют его средним девоном. Более молодые граниты, в известной мере условно, по сходству состава и редкометальной металлоносности эти авторы относят к калбинскому комплексу карбона. В. С. Домарев, Е. Б. Высокоостровская и О. М. Опарин (1959) в пределах массива выделяют «по меньшей мере» три интрузивных комплекса. К первому, по их мнению среднекембрийскому, относятся плагиограниты и гибридные габброиды. Биотитовые граниты и даже гранитоиды близповерхностных интрузий они считают доверхнедевонскими, обосновывая это своим представлением о комагматичности их со среднедевонскими эффузивами; но главным обоснованием является мнение об окончании геосинклинального развития Восточного Горного Алтая к верхнедевонскому периоду и о невозможности отнесения интрузий к платформенным образованиям. А. С. Митропольский (1965) считает возраст субщелочных гранитоидов всего Уйменско-Лебедского прогиба поздневарисским.

Золотое оруденение в связи с Саракокшинским массивом датируется по литературным данным в широких пределах от кембрия до конца палеозоя. Нами оно ранее связывалось с наиболее поздними порциями кристаллизации гранитоидной магмы и относилось к верхнему девону. Определение абсолютного возраста пород массива и Синюхинского рудного поля существенно уточняет хронологию их формирования (Фирсов, Щербаков, 1966).

К первой фазе образования массива относятся различные по составу, но в равной мере довольно глубинные породы, обнажающиеся главным образом в его краевых частях. Их особенность в отчетливой зависимости состава от состава вмещающих их пород. В контакте с флишидными отложениями верхнего кембрия и ордовика — это плагиограниты, недосыщенные калием (табл. 16, проба 1088). Их абсолютный возраст,  $440 \pm 5$  млн. лет, отвечает примерно средне-верхнему ордовика. С этой же фазой связывается формирование среднеосновных и основных пород приконтактовых частей массива с вулканогенно-осадочными отложениями кембрия в пределах Синюхинского рудного поля и у речки Кутербунчи, а также крупных полей в нижней части бассейнов Уйменя и Пыжи. Здесь распространены габбро-диориты, габбро-пироксениты, габбро-нориты и диориты. Они тесно связаны с полупереплавленными вмещающими породами. Им свойственны многочисленные «теневые» ксенолиты, исключительная пестрота состава, подчеркнутая пятнистыми текстурами, пойкилитовые структуры и неэвтектический состав пород. По данным Ж. Д. Никольской, их абсолютный возраст (440 и 420 млн. лет) хорошо сопоставим с устанавливаемым нами возрастом габбро и габбро-диабазов юго-восточной части массива, а также гранитоидов водораздела рек Кульбич-Юзеля и правобережья Бии, в 7—8 км ниже Телецкого озера (табл. 16,



Рис. 27. Схема геологического строения Саракокшинского гранитоидного массива в Горном Алтае (по данным ЗСГВ. ВСЕГЕИ. ИГГ СО АН, 1965)

1 — преимущественно вулканогенные отложения ( $D_3$ ); 2 — преимущественно осадочные отложения ( $D_2$ ); 3 — флишoidные отложения ( $См_3 - 0$ ); 4 — вулканогенно-сланцевые отложения ( $См_1 - 2$ ); 5 — карбонатные отложения ( $Sn$ ); 6 — гибридные габброиды и диориты первой фазы; 7 — гранитоиды первой фазы; 8 — плагиограниты, гранодиориты второй фазы; 9 — граниты биотитовые и биотит-роговообманковые, гранит-порфиры, аляскитовые граниты, реже гранодиориты третьей фазы; 10 — дайки кислого состава; 11 — дайки диабазов; 12 — скарны; 13 — коренные месторождения золота; 14, 15 — рудопроявления и россыпи золота; 16 — разломы; 17 — места отбора проб для определения абсолютного возраста

Таблица 16

**Возраст пород Саракокшинского гранитоидного массива в Горном Алтае и связанного с ним золотого оруденения \***

Фаза	Состав пород	Абсолютный возраст, млн. лет	Оруденение
I	Гибридные габброиды и диориты Плагииограниты	435, 436 (1090) ** 427 (2020) 443, 443 (1088)	Скарнированы и несут золотое оруденение
II	Плагииограниты, граносиениты, адамеллиты	300, 300 (1087), 310, 310 (1093), 324, 328 (1094), 358, 360 (1070)	Несут золотое оруденение
III	Граниты биотитовые, биотит-роговообманковые, гранит-порфиры, аляскитовые граниты, реже — гранодиориты, гранит-аплиты	216, 220 (1071), 265, 262 (1092), 241, (1069), 222, 223 (1091)	Изредка несут золотое оруденение
IV	Микрограниты, аплиты, фельзиты дайковые	205, 204 (1098), 212, 212 (1083), 184—182 (1089)	Золотое оруденение с дайками в общих структурах, изредка накладывается на дайки
V	Диабазы, лампрофиры, фельзиты	99 (2023)	Дайки пострудные

\* Радиологические (калий-аргоновые) определения Л. В. Фирсова (1963, 1965).

\*\* В скобках — номера проб.

пробы 1090 и 2020). У пос. Салганак, на левобережье Пыжи, нами установлен активный контакт габброидов с песчано-сланцевой толщей нижнего ордовика. Породы первой фазы скарнируются наравне с породами, вмещающими массив.

Ко второй фазе формирования массива относятся значительно более распространенные, чем породы первой фазы, плагииограниты, гранодиориты и кварцевые диориты северной, центральной и частично западной частей массива, имеющие между собой постепенные переходы и секущие контакты с породами первой фазы. Их возраст датируется в пределах 300—360 млн. лет, что соответствует карбону. Связанные с породами второй фазы и, возможно, относящиеся к ней дайки кварцевых порфиров пересекают диориты и габброиды первой фазы в Синюхинском рудном поле и наряд-

ду с ними являются дорудными, но скарнированию сами не подвергаются.

Развитие золотого оруденения вдоль зоны смятия среди плагиогранитов в правобережье Иши также свидетельствует о том, что породы второй фазы массива к моменту проявления золотой минерализации были уже полностью раскристаллизованными и значительно остывшими. В пределах Синюхинского рудного поля плагиограниты второй фазы, содержащие на западном склоне горы Ягодной, против пос. Веселая Сейка, ксенолиты скарнированных диорит-порфиритов первой фазы, признаков скарнирования сами не несут, однако затрагиваются золото-борнитовым оруденением.

Развитие скарнов по породам только первой фазы позволяет связывать главную массу скарнирующих растворов с летучими, отделившимися от магмы, раскристаллизовавшейся во вторую стадию. В связи с этим важно отметить большую разницу состава пород первой и второй фаз, возможно, отразившуюся на составе скарнов. Преобладающее количество гранитоидов второй фазы имеют крупнозернистое сложение, отражающее благоприятные условия медленной кристаллизации в присутствии летучих, что по обыкновению свойственно значительным глубинам формирования массива. Радиологические определения возраста ( $310 \pm 10$  млн. лет — средний карбон) хорошо сопоставимы с цифрами, полученными А. Я. Крыловым во ВСЕГЕИ и приведенными В. С. Домаревым и Е. Б. Высокоостровской (1959) для этих же гранитов —  $328-330$  млн. лет.

С третьей фазой связано образование биотитовых и биотит-рогообманковых мелко- и среднезернистых гранитов, часто порфировидных, в краевых частях интрузивных тел переходящих в фельзит-порфиры. Породы третьей фазы характеризуют переходы от гипабиссальной к субвулканической фации. Ими сложены горы Цыган, Плешивая и различной величины тела в центральной части массива. Их возраст, установленный нами —  $250 \pm 10$  (возможно 240) млн. лет, отвечает примерно нижней перми и сопоставим с цифрами, полученными во ВСЕГЕИ (см. табл. 16).

К самостоятельной, четвертой, фазе относятся, по-видимому, мелкие тела отчетливо близповерхностных мелкозернистых гранитов с порфировыми выделениями кварца, дайки розовых микрогранитов и микросиенитов, известные в пределах рудного поля и в других частях массива. Их возраст по четырем образцам —  $215 \pm 10$  млн. лет, видимо, близок к границе нижнего и среднего триаса. Преобладающее простирание большинства даек и более крупных тел близко к меридиональному, т. е. к главному, направлению зоны глубинного разлома. Породы четвертой фазы в пределах массива наиболее поздние, кислые и обогащены калием. На рис. 27 они показаны совместно с кислыми дайками, частично более древними.

В пределах Синюхинского рудного поля отмечается приурочен-

ность золото-борнитовой минерализации к участкам сгущения даек фельзитов, микрогранитов и микросиенитов (Николаев, Неве-рович, 1958), относимых к четвертой фазе. Главное оруденение здесь развивается в системе трещин, пронизывающих волластонит-гранатовые скарны, гибридные габброиды и диоритовые порфири-ты первых фаз становления массива; однако изредка золотая ми-нерализация проникает в дайковые фельзит-порфиры, фельзиты, кварцевые порфиры и сиенит-порфиры поздних фаз кристаллиза-ции гранитоидной магмы, и на этом основании она может быть отнесена к началу мезозоя. Соотношение изотопов свинца из гале-нитов золотосодержащих жил горы Цыган и во вмещающих их эффузивах верхнего девона сопоставимо с соотношениями свин-ца из позднегерцинских полиметаллических месторождений — Зме-линогорского, Семеновского и др. (Виноградов, Тарасов, Зыков, 1957) и заметно отличается от соотношения, присущего галени-там золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау (Берикуль-ского, Центрального и Комсомольского), связанных с Мартайгин-ским гранитоидным комплексом ордовика (табл. 17).

Т а б л и ц а 17

Изотопный состав рудных свинцов из месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая \*

Месторождение	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
Берикуль, Кузнецкий Алатау (проба Ю-484)	17,48	15,41	36,95
То же, из другой жилы (проба Ю-209)	17,55	15,49	37,47
Центральный, Кузнецкий Алатау (проба Ю-483)	17,06	15,31	36,71
Комсомольское, Кузнецкий Алатау (проба 2)	17,42	15,54	37,31
То же (проба Ю-485)	18,15	15,48	37,75
Кундат (галенит из кварцевых жилок, секу-щих девонскую толщу) (проба Ю-457)	17,98	15,34	37,45
Саракокшинский массив, Горный Алтай; жи-лы в гранитах III фазы горы Чуган (проба Ю-17в)	17,92	15,64	37,77
Жилы в верхнедевонских породах, вмещаю-щих Саракокшинский массив (проба Ю-19г)	17,89	15,57	37,69
То же (проба 293)	17,86	15,58	37,86
Ампалык, Кузнецкий Алатау, жилы в девон-ских эффузивах бассейна р. Угул, Горный Алтай (проба Ю-20)	17,95	15,61	37,88
Кызыл-Чин, Юго-Восточный Алтай	17,99	15,60	37,81
То же	17,92	15,58	37,76
Джил Кыдал, Юго-Восточный Алтай	17,92	15,57	37,79
Кок-Саир, Юго-Восточный Алтай	18,25	15,72	38,27
Шибеты, Юго-Восточный Алтай	18,87	15,75	38,47

\* Анализы выполнены С. И. Зыковым в МГУ.

Определенно пострудными в пределах Синюхинского рудного поля являются многочисленные дайки габбро-диабазов, керсантитов и одинитов. Их абсолютный возраст нами не определялся.

Наиболее молодой радиологический возраст (99 и 185 млн. лет) установлен для даек фельзита и гранит-порфира, что отвечает в первом случае мелу, во втором — границе триаса и юры. Распространенность пород этих возрастов в пределах массива и их отношение к золотому оруденению не установлены.

Резюмируя данные по Саракокшинскому гранитоидному массиву и расположенному в его контакте Синюхинскому месторождению, следует отметить устанавливаемую связь скарнов месторождения с кристаллизацией пород второй фазы массива (средний карбон), а золото-сульфидного оруденения, наложенного на скарны, — с четвертой фазой (нижний мезозой). Резко выраженное фаціальное различие в границах рудного поля образований начальных и поздних фаз кристаллизации массива и столь же резко отличающаяся физико-химическая обстановка формирования скарнов и золото-сульфидной минерализации соответствуют выводу, полученному радиологически.

Золотоносные скарны различных районов Западной Сибири при возрастной и минералогической специфичности обнаруживают много общих черт с Синюхинским месторождением. Прежде всего золотое оруденение в скарнах Западной Сибири, где его удастся более или менее надежно проследить, проявляется в связи с умеренно кислыми «пестрыми» гранитоидами, в пределах или несколько за пределами морфологически сложных контактов, основных или среднеосновных гибридных пород, несущих многочисленные признаки происхождения на месте. Большинство известных участков золотой минерализации в скарнах приурочено к вулканогенно-осадочным формациям с повышенным кларком золота или к их границам с карбонатными толщами. По подсчету В. В. Жабина, Б. Н. Зимоглядова и В. А. Булыникова, только в Северо-Восточном Алтае и Кузнецком Алатау известно 750 участков проявления скарнов, из которых 3,1% залегает в терригенных породах, 8,4% — в интрузивных породах, главным образом кембрийского возраста или в непосредственной с ними близости, среди карбонатных пород кембрия и синия. Золото известно в 93 участках скарнирования. Большинство остальных скарновых полей на золото еще не изучены.

Золото в контактовых месторождениях совместно с сульфидами меди, свинца, цинка, висмута, иногда с теллуридами золота находится в кварцевых штокверковых телах, развивающихся в участках дробления различных по составу пород, но, как правило, за пределы формаций с повышенным содержанием оно не выходит. Штокверковая минерализация в той или иной мере сопровождается метасоматической золото-сульфидной вкрапленностью. Величина рудных тел различна и часто невелика. Формы их



весьма сложны и разнообразны, они определяются конфигурацией послескарновой трещиноватости и поэтому, как правило, не совпадают с контурами собственно скарновых залежей.

Глубина распространения золотого оруденения в скарнах региона превышает первые сотни метров. Приуроченность золота к тем или иным по составу скарнам больше всего зависит от их внутренней структуры, в частности от трещиноватости и от свойств их минералов как осадителей. Благоприятны в этом отношении волластонитовые (Синюхинское месторождение) гранатовые и магнетитовые участки скарновых залежей (Лебедское месторождение). На Натальевском месторождении богатые руды тяготеют к тремолитовым скарнам.

В скарнах встречается раннее высокопробное, относительно высокотемпературное золото в ассоциации с арсенопиритом, пирротинном и халькопиритом и позднее, средне- и низкопробное золото, парагенетически связанное с обильным борнитом, халькозином, галенитом и другими минералами в близкоповерхностной фации контактовых месторождений. На Ольгинском месторождении встречается золото с пробами 461—943.

Если золото в основной массе выделяется одновременно с сульфидами, то в рудах преобладают субмикроскопическая и микроскопическая формы его нахождения (Натальевское месторождение). Если же большая часть золота концентрируется в почти бессульфидных рудах (Лебедское месторождение) или выделяется после отложения большей части сульфидов, то размеры его зерен возрастают до нескольких миллиметров в поперечнике (Синюхинское месторождение). При всей неравномерности распределения золота в скарнах средние содержания его нередко достигают десятков и сотен грамм на тонну.

Золотое оруденение в скарнах повсеместно сопровождается значительными изменениями последних. Наиболее распространены эпидотизация рудных скарнов, развитие кальцита, хлорита, тремолита и актинолита. Отмечаются частичное разложение и перекристаллизация скарновых минералов и особенно вдоль трещинок и кварцево-сульфидных жиллок с золотом. На Лебедском месторождении так же, как и на Синюхинском, в составе перекристаллизованных гранатов, везувианов, магнетита и эпидота устанавливается повышенная концентрация компонентов минерализующих растворов: золота, меди, свинца, цинка, кадмия, никеля и некоторых других. На Лебедском месторождении наблюдаются пленки золота, разделяющие периферические анизотропные зоны перекристаллизованных гранатов. Перекристаллизованные зоны скарнов, четко устанавливаемые благодаря друзовым текстурам, служат здесь хорошим признаком их золото-сульфидной рудоносности.

В скарновых полях иногда отмечаются золотоносные кварцевые жилы и золотоносные окварцованные зоны, однако ведущая

роль в отношении золотоносности контактовых месторождений остается за рудами типа штокверковых или вкрапленно-штокверковых.

Нужно сказать, что те черты геологии золотоносных скарнов, которые квалифицированы нами как общие для месторождений Алтае-Саянской складчатой области, описаны и в других районах. Та же приуроченность золотоносных скарнов к вулканогенно-сланцевым с карбонатами формациям, гибридным магматическим породам повышенной основности, к этапам минерализации, различным во времени и в физико-химическом отношении, прослеживаются в описанных В. Х. Уидом и Д. Баррелом (Weed, Barrel, 1901) и Эммонсом (1927) месторождениях штата Монтаны, округов Роуин-Норанда, Флин-Флон, Манди, Шеррит-Гордон, Сулливан-Майн в пределах Канадского щита (Бэтман, 1949), Северного Казахстана (Фосс, 1963) и других регионов. Связь золотоносных скарнов с карбонатными толщами известна в Корее, Якутии, Восточном Саяне и в некоторых других районах; однако удаленность их от формаций с повышенным кларком золота при этом, по-видимому, невелика, поскольку во всех названных случаях рудные узлы тяготеют к областям эвгеосинклинального типа. Чем же можно объяснить в общем довольно закономерное распространение золотоносных скарнов по отношению к формациям с повышенным кларком золота несмотря на подчас весьма значительную разобщенность во времени этапов скарно- и рудообразования? Причиной, на наш взгляд, служит своеобразное совпадение геохимической обстановки формирования скарнов и золото-сульфидных руд. Железо-магнезиальный характер скарновых силикатов и сам факт их появления в связи с умереннокислыми гранитоидами можно представить как функциональную зависимость от состава возгоняемых продуктов дифференциации магмы повышенной основности. Эта же мысль подтверждается и преимущественным развитием скарнов по недифференцированным разностям пород ранней фазы массива, как мы видели на примере Синюхинского месторождения, но в связи с летучими, отделяющимися при кристаллизации второй, дифференцированной фазы.

Представление о происхождении подобных гранитоидов за счет переплавления вулканогенно-сланцевых или граувакковых отложений (Шахов, 1957, 1961; Ю. А. Кузнецов, 1964) объясняет приуроченность скарнов к формациям такого состава. Одним из важных факторов совмещения с этими формациями золотого оруденения служит, как уже упоминалось, повышенный частный кларк золота. Пространственному совпадению участков скарнообразования и золото-сульфидной минерализации способствуют отчасти и известняки. Они служат химическими барьерами в равной мере для высокотемпературных скарнирующих и низкотемпературных рудообразующих растворов.

В наложении на скарны золото-сульфидной минерализации несомненна, наконец, роль структурных особенностей рудного поля; примером здесь может служить Синюхинское месторождение.

Изложенные данные о золотоносных скарнах позволяют констатировать в целом несколько менее четко выраженную, чем для золотоносных колчеданных месторождений, локальную приуроченность их к формациям с повышенным кларком золота.

Источники растворов, создавших скарны и золото-сульфидную минерализацию, различны. Различно время отделения растворов, физико-химическая обстановка и фация процессов. За десятки и сотни миллионов лет эрозия и другие процессы приводят к кристаллизации магм и связанных с ними постмагматических образований на иных глубинах от поверхности и в разных условиях.

Общим для рассматриваемого типа месторождений остается место развития процессов. Учитывая это обстоятельство, а также лишь редкую и незначительную вверх по разрезу разобщенность золотоносных скарнов от формаций с повышенным средним содержанием золота, мы вправе допустить не только возможность выноса из них золота, но и относительно малые масштабы его переноса при формировании месторождений данного типа.

Займствование, перенос и отделение золота происходят в ходе формирования гранитоидного массива за счет пород, содержащих золото в больших количествах, чем может быть удержано гранитоидами.

## ЗОЛОТОНОСНЫЕ КВАРЦИТЫ

Золото различного происхождения во вторичных кварцитах несет, подобно золотому оруденению в скарнах, отчетливо наложенный характер. Месторождения золота в кварцитах широко распространены в полях карбонатных пород на удалении от гранитоидных интрузий. Известны они также среди пород иного состава и встречаются в различных, но более всего в сравнительно близповерхностных фациях. Рудные тела во вторичных кварцитах Поркьюпайна и Киркленд Лейк (Онтарио) относятся к глубинным образованиям (Бэтман, 1949).

В Горной Шории многочисленные и крупные массивы вторичных кварцитов приурочены к ядру Мрасского антиклинория, сложенного породами синия, и нижнего кембрия (Щербаков, 1961). В рельефе кварциты выражены в виде обрывистых гряд. Среди известняковых толщ они расположены вне всякой связи с их пликативными структурами и, являясь, таким образом, после складчатых образованиями, обладают крайне неправильными контурами, присущими метасоматитам. Эти кварциты обычно накладывают в своих текстурах реликтовую слоистость замещаемых по простирацию известняковых пачек и отличаются метасоматиче-

ческими структурами, при которых крупнозернистый карбонат замещается мелкозернистым агрегатом кварца. Характерна приуроченность полей кварцитов к дизъюнктивным нарушениям, особенно сопровождающим контакты известняков и эффузивов или известняков и гранитоидов. В зонах наибольшего дробления среди кварцитов нередко фиксируется сульфидная, иногда с золотом, минерализация, имеющая штоквержовой характер. В отличие от казахстанских кварцитов, развивающихся за счет эффузивов при разложении алюмосиликатов и выноса почти всех, кроме кремнекислоты, компонентов (Наковник, 1938, 1964), кварциты среди известняков произошли путем замещения кремнекислотой. Ф. Н. Шахов (1947, 1964) и Т. Г. Ловеринг (Lovering, 1962) проводят параллель между образованием метасоматических кварцитов в известняках и скарнов, считая первые продуктом процессов, протекавших в отличие от скарнообразования в более низкотемпературных условиях, при недостатке тепла, необходимого для образования сложных силикатов.

Материал, собранный при изучении метасоматических кварцитов в известняках Горной Шории, объясним с указанной точки зрения наиболее хорошо. Добавим, что кварциты и скарны здесь обычно пространственно разобщены, а, встречаясь на одном участке (бассейн р. Заслонки), сменяют друг друга таким образом, что кварциты располагаются дальше от «активного» контакта, чем скарны.

Вторичные кварциты вне карбонатных отложений и скарнов разрабатывались на золото в полях сульфидных полиметаллических месторождений типа Змеиногорского и Зареченского на Алтае и Копны на Салаире. Более полувека дискутируется вопрос о происхождении этих кварцитов. В зависимости от точек зрения на их генезис они именуются также «роговиками» или «кремнистыми породами». Эти кварциты образуют в десятки раз большие по объему залежи, чем собственно барит-полиметаллические рудные тела, и обычно приурочиваются к лежащему боку последних на контакте их с вулканогенными породами.

Анализируя материал по метасоматическим кварцитам, можно отметить существование двух главных типов — остаточных и перемещенных. Первые образуются с выносом оснований, и, следовательно, процесс протекает в условиях кислотного выщелачивания. Формирование вторых происходит не менее чем в два акта. Предпосылкой возникновения перемещенных кварцитов неизбежно должно быть положение, когда подвижной является  $\text{SiO}_2$ , что возможно при щелочной десилицификации и серицитизации полевых шпатов. В момент кристаллизации перемещенных кварцитов сохраняется подвижность оснований.

Таким образом, при прочих равных условиях золотое оруденение, наложенное на перемещенные кварциты, более удалено

от своих источников, чем оруденение, наложенное на остаточные кварциты. Быть может, именно поэтому остаточные вторичные кварциты чаще и в большей мере золотоносны.

## ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЖИЛЫ

Жилы — наиболее распространенный, разнообразный по составу и хорошо изученный тип месторождений золота. Этот тип включает также штокверки. Образование жил — процесс обычно неоднoактный, он состоит из выполнения полостей, метасоматоза и явлений перекристаллизации. Преобладает выполнение трещин, подновляющихся в ходе рудообразования. В. И. Вернадский (1959) считал характерным увеличение с глубиной в жилах роли процессов замещения. О возможных глубинах образования жил единого мнения не существует. Ван Хайз (Van-Hise, 1904) и Линдгрен (1934) считали маловероятным образование жил глубже 10 км, Грейтон (Graton, 1933) этот предел увеличивал до 30 км, В. И. Вернадский (1959) полагал возможным образование жил до глубин 60 км.

Большинство геологов сходятся во мнении о существовании наиболее благоприятных условий образования жил в пределах 10 и особенно 4—5 км от поверхности. При этом Ф. И. Вольфсон (1953) многие глубокие жилы связывает с древними трещинами скола. Л. В. Фирсов (1959) в формировании устойчивых на глубину жил большую роль отводит пликативной тектонике.

Всестороннему анализу геологии жильных месторождений посвящена монография Ф. Н. Шахова (1964). Связывая глубину образования жил с возможной глубиной возникновения трещин, этот автор считает ее зависимой от конкретных геологических условий, т. е. тектонической обстановки, состава вмещающих пород, фациальности интрузивов и т. д. В частности, жилы, связанные с поздними фазами кристаллизации гранитоидов, по мнению Ф. Н. Шахова, наиболее перспективны на глубину. Подчеркивая общую и существенную черту происхождения рудных жил — их перемещенный характер и локальное отложение из горячих растворов, Ф. Н. Шахов особое внимание уделяет анализу околожильных изменений и их связи с рудной минерализацией, в частности соотношению областей усвоения и отложения растворами рудных компонентов. Насыщение горячих циркулирующих растворов металлами он допускает за счет выноса их из магматического очага и заимствования из боковых пород в процессе гидротермального метаморфизма. Относительную роль того и другого источника металлов в жилах установить весьма не просто. Эффективность при этом изотопных исследований ярко продемонстрирована на примере среднеазиатских месторождений А. И. Тугариновым (1962). Определенную роль должно играть выявление закономерностей регионального размещения жил. При всем раз-

личии фациальных и температурных условий их возникновения можно констатировать устойчивую последовательность минералообразования в пределах каждой стадии, неоднократно отмечавшуюся еще Ф. Бупендорфом (Buschendorf, 1926), В. Х. Эммонсом (Emmons, 1927), А. Е. Ферсманом (1934), О. Е. Звягинцевым (1941) и другими геологами. Однако при этом сам набор элементов в разных по условиям образования жилах весьма неодинаков. Наряду с другими факторами также обнаруживается зависимость от глубины источника (Усов, 1933; Шахов, 1947, 1964; В. И. Смирнов, 1961; Park, 1963).

Наряду с составом руд и закономерностями пространственного размещения парагенезисов, индикатором условий происхождения руд являются характер и интенсивность околожильных изменений. Для этой же цели с успехом можно использовать возраст оруденения, видимые его связи с проявлениями магматизма и вместе со всеми другими признаками — положение жил относительно формаций с повышенным содержанием золота. Специфичность геологической позиции разных типов золотоносных жил, пожалуй, лучше всего выявляется при сопоставлении рудных провинций разного возраста.

В Алтае-Саянской складчатой области золотоносные жилы в той или иной мере известны почти на всех участках проявления золотой минерализации, но далеко не везде их значение, распространенность и генетические черты одинаковы. Наибольшее разнообразие генетических черт жильного оруденения, а также и максимум его распространенности наблюдаются среди вулканогенно-сланцевых, в основном диабаз-спилитовых отложений кембрия на востоке Алтае-Саянской складчатой области и среди девонских вулканогенных толщ — в западных районах. Здесь мы видим жильные месторождения, отличающиеся морфологически, по составу, характеру околожильных изменений, возрасту, связи с теми или иными магматическими комплексами, по фациальности и температурам образования. По мере выхода за пределы названных формаций и удаления от них наряду с резким, как отмечалось, уменьшением встречаемости золоторудных месторождений на единицу площади вообще, а жильных, в частности, крайне показательно столь же хорошо выраженное уменьшение разнообразия их типов. Так, монополией вулканогенно-сланцевых формаций и развитых в них батолитовых магматических комплексов остаются не выходящие за их пределы жильные месторождения, наделенные признаками возникновения на значительных глубинах, при высоких температурах, в устойчивой на большую глубину физико-химической обстановке.

Это месторождения Коммунарковского рудного узла, Балык-синские, жилы Ольховки, рудника Знаменитого и др. Названные и подобные им золоторудные жилы А. Я. Булытниковым (1948)

относились к гипотермальному типу. Характерными чертами является совокупность сравнительно простого и однообразного вещественного состава руд (пирит, пирротин, халькопирит, иногда шеелит, магнетит, высокопробное золото и некоторые другие малочисленные и малораспространенные минералы в кварце), устойчивая на глубину распространенность при отсутствии выраженных явлений зональности и широко развитые околожильная амфиболизация, хлоритизация, окварцевание и отчасти пиритизация боковых пород. В кислых породах отмечается березитизация.

Морфологически настоящая группа золотоносных жил разнообразна. Она охватывает различные по простиранию и падению жилы в массивных изверженных породах или в их контактах с вмещающими толщами в рудных полях Артемовском и Коммунарском, мелкие четочные жилки, располагающиеся кулисообразно в Ташелгинско-Кондомской, Кундустуюльской и Амзаской региональных зонах смятия среди метаморфических сланцев вдоль глубинных разломов. Сюда же относятся штоковрки гольца Подоблачного и бассейна р. Федоровки. Они развиваются в зонах дробления и, сопровождаясь вкрапленным золотосульфидным оруденением, могут с перерывами простираться на многие километры. Золото в таких жилах находится в видимых зернах или образует субмикроскопические включения в сульфидах. С увеличением их концентрации роль субмикроскопической формы золота заметно возрастает. Следует отметить проявившуюся местами пространственную связь этих высокотемпературных жил с золотой минерализацией в скарнах (Калиостровское месторождение) и с золотоносными сульфидными метасоматитами, проникновение которых за пределы вулканогенно-сланцево-карбонатных отложений также не характерно. На Ольховском месторождении Артемовского рудного узла соотношение кварцевых рудных жил с золотоносными колчеданами детально изучено и описано А. М. Хазагаровым (1963).

Менее глубокие и менее высокотемпературные золотоносные жилы столь исключительной приуроченности к вулканогенно-сланцевым формациям с повышенным кларком золота не обнаруживают. Располагаясь в большинстве случаев на территории Алтае-Саянской складчатой области среди существенно вулканогенных формаций (Берикуль, Шушенские жилы) или лежащих среди них интрузивов (Центральный, Комсомольский), принадлежащие к этому типу жилы нередко выходят за пределы вулканогенных отложений в перекрывающие их песчано-сланцевые толщи. Сюда относятся жилы Балахчина, Саралы, Ануй, а также известная своими значительными размерами, но бедная золотом жила Гребнюха, залегающая в глинистых сланцах на Северном Алтае, и др.

Отличительной чертой этой второй группы золотоносных жил

региона является более пестрый состав руд, содержащих, помимо минералов, обычных для высокотемпературных жил, большие количества арсенопирита, сфалерита, галенита, висмутина, иногда теллуриды и карбонаты. С усложнением состава руд начинает проявляться многостадийность и зональность их отложения, но в более широком, чем свойственно для рассмотренной выше группы, температурном интервале. Отложение основной массы жильного кварца на Старо-Берикульском месторождении — типичном представителе характеризваемой группы — происходило при температуре выше  $300^{\circ}$ , кварц-пирит-арсенопиритовой стадии с малым количеством золота — при  $300\text{—}350^{\circ}$ , галенит-сфалеритовой с основным золотом фазы — при  $200\text{—}250^{\circ}$  (Ю. Г. Щербаков, Н. В. Рослякова).

На многих месторождениях устанавливается до трех — пяти стадий минерализации. При этом выявляются две разновидности золота: высоко- и низкопробное. Первое встречается в относительно высокотемпературных, почти бессульфидных жилах или сопровождается малым количеством сульфидов ранних генераций, особенно пирротинном, арсенопиритом и иногда шеелитом и турмалином. Второе связано с завершающими рудный процесс стадиями, ассоциирует с галенитом, сфалеритом, иногда с антимонитом, шеелитом и теллуридами сурьмы, висмута, никеля и «монетных» металлов. Настоящая минеральная ассоциация, налагаясь на более высокотемпературную, свидетельствует о кристаллизации массива на относительно небольшой глубине.

Околожильные изменения, представленные также амфиболитизацией и хлоритизацией основных и базальтитизацией гранитоидных пород с локальным окварцеванием и сульфидизацией, в общем выражены значительно слабее, чем в ранее рассмотренной группе относительно глубинных высокотемпературных жил. А. Я. Булыньниковым (1948) названные месторождения были описаны как мезотермальные.

Переходя к более низкотемпературным и близповерхностным проявлениям жильной золотоносности в регионе, наряду с относительно малой ее значимостью и распространенностью, нужно отметить наименее четко выраженную приуроченность к формациям с повышенным кларком золота. В ассоциации с киноварью, баритом и флюоритом низкопробное золото и электрум устанавливаются в мелких жилах среди нижнеюрских угленосных песчано-сланцевых отложений юга Горной Шории (Щербаков, 1959, 1961). Слабые признаки золотой минерализации известны в ртутных месторождениях Курайской рудной зоны совместно с баритом, в Южно-Чуйском хребте и некоторых других районах Горного Алтая (Щербаков, 1961, 1965). Независимо от того, расположены проявления низкотемпературной золотой минерализации в регионе на площади развития вулканогенных формаций (Пезасский район Кузнецкого Алатау) или за их пределами,



четкой связи с теми или иными проявлениями интрузивного магматизма они не обнаруживают.

Несравненно полнее генетический тип близповерхностных золотоносных жил, сравнительно низкотемпературных и, как правило, удаленных от формаций с повышенным кларком золота, представлен в кайнозойских рудных провинциях, классическим примером которых является Румыния. Здесь, как отмечалось, системы простых и сетчатых жил развиваются в нарушенных частях главным образом андезитовых и риолитовых некков, как бы цементируя зоны и трубки эруптивных брекчий, а иногда проникая во вмещающие породы (Сэкэрымб, Валя Мори, Стэнжжа и др.; Gîulescu, Socolescu, 1941). На месторождении Мусарну, помимо неизменных для громадного большинства месторождений зон брекчирования, в некках весьма характерны жилы среди триасовых мелафиров в трещинных зонах, обрамляющих некк и шток. Обычно близ поверхности жилы ветвятся и переходят в штокверки.

Интересным примером может служить месторождение *Рошиа-Монтана* — одно из первых в Европе, где добыча золота началась за много веков до нашей эры. Некками риолитов с крупными выделениями бипирамидального кварца здесь сложены горы Читате, Кырник и Кырничел. На склонах гор сохранились застывшие потоки риолитовых лав и пачки пепла. Центральные зоны некков массивны и безрудны, в их краевых частях развиты мощные, до сотен метров, зоны эруптивных брекчий. Между этими зонами и вмещающими породами залегает «глямм» — брекчии с обломками риолитов, дацитов, нижележащих пород мела и, что особенно интересно, кристаллических сланцев, развитых на больших глубинах и вблизи месторождений, на поверхность не выходящих. Оруденение связано с жилами, секущими краевые части некков и переходящими в штокверки в зонах брекчий. Особенностью месторождения является наибольшее развитие штокверков на верхних горизонтах и их постепенный переход по падению в жилные зоны и отдельные, обычно маломощные (2—5 м) жилы. Состав жил и прожилков в штокверках сходен, различны лишь концентрации рудных компонентов: в жилах они более высокие. В жилах встречается много жеод с красивыми друзами горного хрусталя, карбонатов, сульфидов и кристаллов золота. Жилные минералы — родонит, родохрозит, барит и кварц. Характерен черный пиритизированный кварц «кинг». Это постоянный спутник участков жил, обогащенных золотом. Часто он и сам золотоносен. В жилах распространены пирит, клейофан, галенит, халькопирит, серебросодержащий тетрадимит и свободное золото. Распределение золота неравномерно, нередки бананцы. Наиболее богатые жилы расположены по контакту риолитов с осадочной толщей (Brană, 1958).

На рассматриваемых месторождениях Румынии длина жил изменяется от первых сотен до 2000 м (Бая Сприе), средние мощности — от нескольких миллиметров до 1—2 м, глубина залегания различна. Многие жилы не обнаруживают признаков выклинивания на глубине 700 м и, видимо, продолжают далеко за 1000 м. Состав руд в пределах одного месторождения (Роата, Бая де Ариеш, Бая Сприе, Сэкэрымб и др.) и даже одной жилы бывает непостоянен. Одни руды почти чисто кварцевые или кварц-родохрозитовые с небольшим количеством сульфидов и свободным золотом (Муссарну, Роши Монтана, Валя Мори), другие (Сэкэрымб, Бая Сприе, Капник, Стэнижа), кроме сульфидов, содержат сульфосоли, двойные сульфосоли, теллуриды и вольфраматы. Из жильных минералов характерны кварц, родохрозит, кальцит, родонит, анкерит, сидерит, аметист и барит. В редких случаях состав жил на протяжении нескольких сот метров по падению не изменяется. Чаще он более простой на глубинных горизонтах, чем вблизи от поверхности.

На многих месторождениях четко выражена зональность отложения. Одно из наиболее богатых минеральными видами месторождение *Бая Сприе* может служить доказательством этого (Врана, 1958). На площади месторождения толща конгломератов, черных глинистых сланцев, песчаников и мергелей понта и тортона прорвана неким роговообманково-пироксеновыми андезитами. Главная жильная зона протягивается в широтном направлении на 2000 м и залегает близ поверхности среди андезитов. Мощность жильной зоны 0,2—40 м, средняя — 3,8 м, падение крутое, к северу. В восточной части месторождения проходит вторая и так называемая Восточная зона существенно медного оруденения, представляющая одно из наиболее крупных ответвлений от Главной или Западной, рудной зоны. Рудные тела вскрыты на глубину более 700 м, выклинивания не наблюдается. Недавно вдоль южного контакта штока обнаружена не выходящая на поверхность жила «Новая». Как и на многих других месторождениях района, здесь отмечаются разветвление жильных зон в приповерхностных горизонтах и переходы сложных сетчатых жил в штокверки. Состав жильных минералов — кварц, аметист, кальцит, анкерит, сидерит, барит, родохрозит, родонит, флюорит, доломит, опал, халцедон, минералы группы каолинита.

Исключительный интерес на месторождении представляет прекрасно выраженная зональность отложения сложных по составу руд. В Главной, Западной, рудной зоне особенно богаты золотом и серебром верхние 100 м. Помимо самородных золота и серебра здесь присутствуют киноварь, метастибнит, реальгар, аурипигмент, антимонит, плюмозит, семсеит, цинкеит, серебродержащий галенит, клейофан, тетраэдрит, миаргирит, фрейслебенит, андорит, диафорит, прустит, фюллонит, пираргирит, бертьерит и бурнонит. В интервале между 100 и 400—500 м от поверхности

быстрее всего уменьшается содержание в рудах золота и серебра, постепенно исчезают редкие серебряные минералы, уменьшается количество киновари, реальгара и аурипигмента с одновременным значительным возрастанием содержания сфалерита и галенита. К концу интервала (400—500 м) несколько увеличивается в рудах роль пирита и халькопирита. Глубже 500 м содержание сфалерита и галенита в жилах начинает быстро падать и сфалерит становится черным, железистым. Постепенно, но значительно растет содержание пирита и халькопирита; свинцово-цинковые руды становятся свинцово-цинково-медными, а затем существенно медными. Все в больших количествах отмечаются железная слюдка, арсенопирит, пиротин, появляются шеелит и молибденит. Однако характерно, что почти также часто, как и на верхних горизонтах, здесь отмечаются в жилах громадные полости с антимонитом, бурнонитом, плюмозитом, нарастающими на хорошо ограненные кристаллы халькопирита.

Многостадийность рудоотложения прекрасно отразилась на комбинациях брекчиевых, крустификационных, ленточных, друзовых, колломорфных, натечных, местами сплошных и прожилковых текстур. На глубине 400 м отчетливо видно, как жилки кварц-сидерит-анкерит-кальцитового состава с галенитом и сфалеритом пересекают халькопиритовый агрегат. Пересечения медных руд жилками с галенитом и сфалеритом часто отмечаются и на других горизонтах. Любопытная последовательность отложения наблюдалась нами на глубине около 600 м. В крупной ( $1 \times 2 \times 0,5$  м) жеоде отчетливо видно, как на агрегат пирита, халькопирита, сфалерита и галенита нарастает кварц и аметист более поздней стадии. Далее на вершинках пирамидок горного хрусталя вырастают ромбоэдры кальцита и, наконец, от них растут кристаллики вольфрамит (ферберита)<sup>1</sup>.

Вполне определенно в текстурах отражается и многостадийное отложение сфалерита и галенита, а главное, отмечается в целом значительно большее количество стадий рудоотложения на верхних горизонтах месторождения, чем на нижних. Можно также видеть, что генерации, отвечающие разным стадиям на верхних горизонтах более разнообразны, чем на нижних. Многие подземные выработки на месторождении разнообразием текстур, красотой громадных и обильных друз аметиста, горного хрусталя, барита, карбонатов, сульфидов, так же, как и редкими минералами, могут соперничать с лучшими минералогическими музеями.

На месторождении известно более семидесяти рудных минералов. Из редких минералов, помимо упомянутых выше, встречаются широтилинит, вюрцит, гринокит, диадохит, питтицит, ломонтит, симплезит, эггонит и фельшобанит (впервые обнаруженный на этом месторождении и названный его прежним именем).

<sup>1</sup> Образец хранится в музее Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Восточная рудная зона развита в андезитовых брекчиях и более походит на штокверк, чем на сложную жилу. В составе руд преобладают халькопирит и пирит; однако в подчиненных количествах встречаются минералы, наиболее распространенные в Главной рудной зоне. Так же, как и в этой зоне, здесь развиты почти исключительно руды жильного выполнения. Метасоматические выкрапленные сульфидные руды в андезитах отмечаются сравнительно редко.

В качестве околорудных изменений пород по мере уменьшения их масштабов и в направлении к жиле характерны пропилитизация, серицитизация, адуляризация, окварцевание и пиритизация. Характерно уменьшение с глубиной зон пропилитизации. Хлоритизация в андезитах развивается преимущественно в ореолах вокруг халькопиритовых руд.

М. Савулом и В. Помырляну (Savul, Pomîrleanu, 1961) методом гомогенизации газово-жидких включений в жилах Бая Сприе температуры образования месторождения устанавливаются в интервале 200—296° С. Геотермический градиент растворов до глубины 443 м, по данным этих исследователей, составлял в среднем 15°,6 С на 100 м. А. А. Годовиковым (1965) приведены данные о прямой корреляции содержаний в галените серебра и сурьмы в образцах с месторождения Хержа и сурьмы и висмута на Бая Сприе. Эта корреляция объясняется А. А. Годовиковым вхождением серебра в галенит в виде твердого раствора  $\text{AgSbS}_2$ . Она позволяет понять широко известное на месторождениях Румынии явление одновременности понижения на глубину содержаний в рудах сурьмы и серебра в общих парагенезисах.

Принципиально сходные черты строения и состава с Бая Сприе обнаруживают месторождения Хержа, Капник, Оанца, Сустана, Роата и др. (Băna, 1958).

Формы проявления золота в кайнозойских месторождениях Румынии разнообразны. Так же, как и в рудах древних эпох и больших глубин, его значительная часть в субмикроскопических, реже микроскопических включениях содержится в сульфидах, главным образом в пирите и халькопирите. На месторождениях Мусариу, Валя Мори, Рошия Монтана встречается свободное золото. Особенно славится богатыми рудами, крупными боуанцами и изумительной красоты кристаллами золота месторождение *Валя Мори*, где можно наблюдать агрегаты кристалликов золота, золотые дендриты, тончайшие нити и листочки величиной до  $3 \times 10$  см, вибрирующие в воздухе от звуков голоса.

На Сэкэрымбе (Нагиаг) значительная часть золота заключена в названном по этому месторождению теллуриде золота — нагиагите. Концентрация теллуридов в рудах характерна для участков пересечения кварцевых жил с пиритовыми. Теллуридами золота обычно обогащены верхние горизонты. На месторождениях

Бая Мори и Бая де Ариеш теллуриды известны исключительно близ поверхности (Chitulescu, Socolescu, 1940).

На некоторых рудниках (Дялу Кручи и др.) с глубиной возрастает количество золота, связанное в сульфидах, и соответственно уменьшается количество свободного золота. Содержание золота в рудах, как правило, неравномерно. Некоторым исключением являются рудники Дялу Кручи и Сесар, хотя в жилах Сесара имеет место столбовое обогащение. Околожилные ореолы сульфидных импренций золота не содержат или бывают ими весьма бедны.

Назвать глубину золотого оруденения небольшой было бы неверно, хотя во многих жилах, действительно, промышленное содержание золота сохраняется лишь до глубины 100—150 м. На Мусариу обогащены верхние 100—200-метровые интервалы жил, залегающих на разной глубине. С другой стороны, одна из главных жил Сэкэрымба (Магдалена) не обнаруживает разубоживания на глубине 700 м. Подобные жилы известны в месторождениях Дялу Кручи и в ряде других (Ghitulescu, Socolescu, 1940).

Текстурный анализ отчетливо свидетельствует об образовании большей части руд путем пульсационного выполнения полых трещин и некоторой (а на глубоких горизонтах подчас преобладающей) части руд метасоматическим способом (Бая де Ариеш). Колломорфные текстуры приурочены в большей мере к верхним, наиболее богатым золотом и разнообразным по составу участкам жил.

Месторождения характеризуются значительной интенсивностью околорудных изменений. Пропилитизация, впервые описанная Рихтгофеном (Richthofen, 1860, 1868) именно в этих районах, захватывает громадные объемы эффузивов, но не всегда проявляется в связи с рудными жилами. На многих месторождениях подобно тому, как это отмечалось на Бая Сприе, характерно уменьшение зон пропилитизации с глубиной. Пиритизация охватывает меньшие участки. Карбонатизация и особенно серицитизация развиваются в сравнительно узком околожилном ореоле; еще более локально окварцевание.

Часто на рудниках, имея в виду приуроченные к жилам зоны осветленных пород, говорят о каолинизации как об околорудном гидротермальном изменении пород. На основании полевых наблюдений и изучения образцов с различных горизонтов месторождений Бая Сприе и Мусариу мы пришли к выводу об исключительной приуроченности в данном случае участков отбеливания к околорудным зонам интенсивной серицитизации. Отбеливание обусловлено в большей мере гидромусковитом и в меньшей — каолинитом, в которые стадийно переходит серицит под воздействием на него кислых водных растворов, не имеющих никакой связи с оруденением. В настоящее время на месторождении Бая Сприе температура подземных вод  $42^\circ$  и  $\text{pH} = 4$ .

Ближние по возрасту, строению и составу жильные месторождения золота с серебром и часто с теллуридами широко распростра-

нены в пределах Тихоокеанского андезитового кольца. Сюда относятся бананцевые золото-серебряные руды месторождения *Хаураки* в Новой Зеландии, залегающие в пропилитизированном андезите, богатые мельчайшим, пылеобразным золотом жилы в межпластовых инъекциях миоценовых андезитов *Эль-Оро* в Мексике, приуроченные к юным риолитам многочисленные месторождения Калифорнии, Невады, Аризоны и Айдахо (Lindgren, Ransame, 1906; Cross, Penrose, 1895). Околожилные изменения в них представлены окремнением и сопутствующими ему адуляризацией или серицитизацией. Наряду с кварцем в жилах распространены кальцит, барит, флюорит. Золото концентрируется в большей мере на верхних горизонтах месторождений, характеризуется различными формами концентрации и часто крупными размерами зерен.

Золото-теллуристые жилы с флюоритом приурочены к третичным фонолитам и трахидолеритам, прорывающим докембрийские сланцы и граниты в Криппл-Крик, Колорадо. Жилы, радиально расположенные вокруг центров извержения, состоят из кварца, халцедона, опала, флюорита и доломита и наряду с малой мощностью отличаются при неравномерном распределении золота замечательным богатством руд, особенно на верхних горизонтах.

Широкая распространенность золотого оруденения в связи с мезо-кайнозойскими эффузивами устанавливается в северо-азиатском секторе Тихоокеанского вулканического кольца. По имеющимся пока скудным данным, выявляемые здесь месторождения по составу, строению, околорудным изменениям и распространенности в некоторой степени схожи с упомянутыми представителями рассматриваемого типа (Сидоров, 1963; Пляшкевич, Сидоров, 1965).

Если обратиться к распространенности жильного золотого оруденения в различных провинциях, то нетрудно увидеть общий характер отмеченных для упомянутых нами районов основных закономерностей, заключающийся в следующем. Наиболее тесную пространственную связь с вулканогенно-сланцевыми формациями, в которых геохимическими исследованиями, как мы видим, устанавливается или предполагается повышенный кларк золота, обнаруживают золотоносные жилы, обладающие признаками наиболее высокотемпературного и глубинного происхождения. По сравнению с месторождениями других типов они отличаются наиболее простым и бедным набором рудных минералов, устойчивостью содержаний обычно высокопробного золота и сопутствующих ему минеральных парагенезисов на глубину и по простиранию, практическим отсутствием зональности отложения. Существенным признаком их наиболее глубинного происхождения служит малое содержание в них сульфидов.

Как известно, анализ обширного материала по золоторудным месторождениям позволил Н. В. Петровской (1960) подметить, что порядок средних содержаний сульфидов в золотых рудах

отражает глубинные уровни формирования месторождений. Специфичность содержания сульфидов в золотых рудах разной глубины образования использована Н. В. Петровской в качестве классификационного признака. Отмечаемую ей тенденцию последовательного возрастания количества сульфидов во все более близповерхностных условиях удобнее и точнее всего можно проследить, сравнивая месторождения, расположенные в близких по составу вмещающих породах.

Околожилные изменения пород, как правило, в глубинных месторождениях интенсивны и представлены, отчасти в зависимости от их состава, амфиболизацией, хлоритизацией, сульфидизацией, березитизацией и окварцеванием. Это залегающие в древних зеленокаменных метаморфических комплексах жила Колар в Индии (Krishnan, 1963; Raghavan, 1963), жильная залежь Морро-Вельо в Бразилии, прослеженные без существенных изменений состава на глубину более 3000 м. К этому типу относятся многие жильные месторождения Канадского щита, Калифорнии, Северного Казахстана в СССР, отчасти Западной Австралии и некоторых других районов.

Менее четкой приуроченностью к комплексам пород с повышенным кларком золота характеризуются жилы сравнительно меньших глубин образования, иногда также простые по составу, но нередко с заметной примесью сурьмы, вольфрама, молибдена. Это жилы столь же или несколько менее устойчивы на глубину. В последнем случае они часто отличаются более ярко выраженной стадийностью и зональностью отложения. Характерной чертой являются часто слабые околожилные изменения. Представителей этой группы жил можно наблюдать среди песчано-сланцевых комплексов различного возраста на Колыме, в Енисейском крае, в Восточной Австралии. Нужно сказать, что подобные жилы в отличие от жил первой группы нередко обнаруживают более определенную пространственную связь с малыми интрузиями, чем с батолитовыми интрузивными комплексами.

Наконец, наименее устойчивы и проявляют скорей спорадический, чем регулярный, характер связи с толщами, в которых повышен кларк золота, жильные месторождения близповерхностной фации, относимые часто к типу низкотемпературных. Это жилы главным образом мезо-кайнозойских рудных провинций. Они характеризуются самыми различными, иногда весьма пестрыми рудными парагенезисами, в том числе наличием сульфосолей, что свидетельствует об их формировании в близповерхностной обстановке в условиях повышенного кислородного потенциала. Им присущи многостадийность рудоотложения, явления телескопирования и вертикальной зональности. Золото здесь различной пробы, часто низкопробное. Характерны бонанцевые руды. Специфическими типами околожилных изменений являются пропилитизация, алунизация и аргиллизация. Жилы такого рода пространственн

связаны чаще всего с жерловой или приповерхностной фацией магматических пород. Вмещающими комплексами данного типа жильных полей служат юные вулканические породы, нередко почти недислоцированные осадочные отложения субплатформенного типа, иногда древние граниты или вмещающие их метаморфические сланцы (Криппл-Крик, США; Балей, Восточные Карпаты, СССР).

## ВЫВОДЫ

Рассмотрение особенностей связи экзогенных и эндогенных концентраций золота в Алтае-Саянской складчатой области, отчасти и в других районах, показывает, что площадное развитие россыпей более всего характерно для участков широкого выхода на дневную поверхность формаций с повышенным кларком золота и массовым проявлением среди них коренных месторождений, генетически, возможно, весьма разнообразных.

Кустовое размещение золотых россыпей отражает локальное распределение коренных месторождений, характерное, в частности, для золотоносных скарнов или вторичных кварцитов в карбонатной обстановке.

Одиночные россыпи чаще приурочены к отложениям, перекрывающим «золотоматеринские» формации и не пронизанным регионально выраженными рудоконтролирующими структурами. Если же такие структуры развиты, то и среди песчано-сланцевых комплексов над «золотоматеринскими» толщами нередко формируются протяженные рудоносные зоны и линейно вытянутые группы россыпей, как это имеет место на Енисейском кряже (Горностаев, 1937; Рожков, 1945, 1946, 1952, 1953), в Яно-Колымском золотоносном поясе (Шило, 1957, 1960; Шило, Карташов, 1959<sup>1,2</sup>) и в Восточной Австралии (Богданович, 1913).

Таковы лишь самые немногие и весьма общие закономерности связи типов россыпных концентраций золота с комплексами вулканогенно-осадочных пород с повышенными содержаниями золота. Они выявляются при рассмотрении весьма ограниченного материала. Несомненно, что с привлечением более широких данных по мере изучения местных кларков золота в различных регионах эти закономерности будут уточняться и пополняться. В данном случае для нас важен сам факт устанавливаемых закономерностей. Несмотря на всегда остро ощущаемую, с применением нового метода исследований, нехватку аналитических данных мы вправе уже сейчас придать названным закономерностям генетический смысл.

Рассмотренные особенности распределения генетических типов эндогенных золоторудных месторождений свидетельствуют об их наиболее широком диапазоне в пределах формаций с повышенным кларком золота, имеющих чаще всего вулканогенно-осадочный состав. В этом случае разнообразие генетических типов определяет-



ся фациальными и, возможно, локальными условиями рудоотложения. За пределами существенно вулканогенных отложений количество генетических типов золотой минерализации постепенно уменьшается, в основном за счет тех типов, которым свойственны наименьшие расстояния переноса золота и сопутствующих ему компонентов. Так, на значительном удалении от вулканогенно-сланцевых толщ не характерно развитие золотоносных скарнов, колчеданно-полиметаллических руд с золотом и золотоносных (неперемещенных) метасоматических кварцитов.

Зависимость генезиса руд от эволюции растворов объясняет отмечаемую часто наибольшую степень разобщенности от формаций с повышенным кларком золота жильных месторождений, особенно их низкотемпературных и близповерхностных типов. Параллельно с этим прослеживается, особенно ясно в породах близкого состава, отмеченная Н. В. Петровской (1960) зависимость содержания в золотых рудах сульфидов от глубины процессов рудоотложения. Закономерное возрастание разобщенности генетических типов оруденения и отложений с повышенным кларком золота, в каком бы общем виде оно ни устанавливалось, может означать, что месторождения каждой из упомянутых групп образуются не только все менее активными по отношению к боковым породам растворами, но и в наиболее общем случае все более удаленными от своего источника. Активность горячих растворов, таким образом, при всей сложности гидротермальных процессов, определяемой местными физико-химическими факторами, обнаруживает зависимость от положения магматического очага, с удалением от которого она падает. Подобная тенденция смены в пространстве типов взаимодействия горячих растворов с породами отвечает представлению Г. Л. Поспелова (1962<sup>1,2</sup>, 1963, 1964) о пространственном соотношении главных элементов гидродинамической системы — «корневой», «стволовой» и «разгрузочной» зон.

Геохимическая обусловленность причин смены в пространстве и во времени генетических типов золотого оруденения, связанная всегда с эволюцией растворов, делает неизбежным вывод о заимствовании золота на горизонтах наибольшего распространения пород с повышенным кларком золота. Вверх по нормальному разрезу от них наряду с сокращением количества типов оруденения снижается степень общей распространенности месторождений золота. Дальше всего от названных формаций могут фиксироваться сравнительно низкотемпературные и близповерхностные жильные месторождения области наибольшей разгрузки металлоносных растворов.

Выводу о заимствовании золота из пород, в которых оно находится в повышенных сингенетических концентрациях, отвечают данные по геохимии золота, особенности геологического строения золотоносных провинций и характер размещения в них различных типов золотого оруденения.

При этом обсуждающиеся в настоящей главе данные и соображения относительно заимствования золота в формациях, характеризующихся его повышенным содержанием, могут объяснить лишь золотоносность магм, возникающих в этих формациях, и возможную продуктивность по золоту проявляющихся в их пределах зон гидротермального метаморфизма. Естественно, что рудоносность и, в частности золотоносность, интрузий базальтоидного ряда, имеющих более глубинное, чем данные формации, происхождение, объясняются специфичностью их собственного состава и поэтому в плане намечающихся закономерностей рассматриваться не могут.

Однако допущение различных источников золота в эндогенных месторождениях неизбежно поднимает вопрос о разнообразии источников других элементов, сопутствующих золоту в рудах. Пролить на него свет — означает не только подтвердить или подвергнуть сомнению наш основной вывод о реальности заимствования металлов в областях магмообразования и метаморфизма. Скорей всего это позволит расширить перспективу выявления новых закономерностей.

## Г л а в а IV

# АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТЫХ РУДАХ

### ВВЕДЕНИЕ

Сложность состава руд и вместе с тем повторяемость их в определенных геологических условиях давно вызвали попытки проанализировать такого рода закономерности и объяснить их причины. При этом прежде всего рассматриваются геологические обстоятельства появления тех или иных по составу руд. Со времен Рихтгофена (Richthofen, 1860, 1868) отмечается, например, разница состава «древних» и «молодых» золоторудных месторождений, а также месторождений, принадлежащих к разным рудным провинциям (Beck, 1909; Beischlag, Vogt, Krusch, 1913; Богданович, 1912—1913). В зависимости от глубины и температур образования руд рассматривают их разнообразие и зональность размещения Эммонс (Emmons, 1924, 1937) и Линдгрэн (Lindgren, 1933). М. А. Усов (1933) вскрыл зависимость пространственного расположения руд от фациальности магматического очага. Им обоснована наибольшая устойчивость на глубину состава руд в месторождениях, связанных с глубоким источником, зональность в месторождениях гипабиссальной фации и пространственное сосуществование самых разнотемпературных минералов в рудах, обусловленное телескопированием, в месторождениях эффузивной фации. М. А. Усов (1931, 1933, 1935) различал месторождения глубинной фации с высокопробным золотом и гипабиссальной — с низкопробным.

Н. В. Петровской (1960) впервые удалось отметить причины генетической неравноценности металлов и минералов, сопутствующих золоту в рудах. Ею выделены, в частности, «устойчивые», «изменчивые» и «чуждые» минеральные комплексы в золотых рудах. «Чуждые» рассматриваются как результат заимствования вещества инородной минерализации из вмещающей оруденение среды, например, Mo, W, Hg, Sb и др. В качестве основного классификационного признака генетических типов золотых руд Н. В. Петровская (1960) предлагает рассматривать количественные соотношения в них устойчивых минеральных ассоциаций.

Специфичность этих отношений, как отмечалось, характеризует определенные глубинные уровни рудообразования.

Своеобразие условий формирования сходных ассоциаций элементов в рудах стимулирует их анализ для характеристики соответствующих геологических обстановок. С этой целью обыкновенно рассматриваются рудные формации, в объеме которых исследователи стремятся увидеть обусловленность состава ассоциаций теми или иными чертами их происхождения. Придавая изучению рудных формаций важное значение как основе металлогенического анализа, В. А. Кузнецов (1962, 1965) этим термином определяет «группу близких по минеральному составу рудных месторождений, характеризующуюся устойчивой минеральной ассоциацией и образующуюся в сходных геологических условиях». Аналогичное толкование рудной формации дают Р. М. Константинов и ряд других геологов («Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении», 1963).

Ф. Н. Шахов (1962, 1964) считает более удобным на уровне современных знаний, в частности среди класса жильных месторождений, выделять формации «по принципу геохимических ассоциаций металлов», которые должны характеризовать генетические особенности рудообразования.

Существенные подчас различия принципов выделения рудных формаций не мешают, как мы видим, единодушию их авторов в желании найти и отразить условия образования в природе довольно устойчивых ассоциаций элементов или минералов. Стремление представить рудную формацию как сложную функцию физико-химических условий рудоотложения и состава исходного вещества (специализированных интрузий) составляет по существу основу классификации П. М. Татарина (1963).

Попытку оценить фактор времени или этапности тектонического развития складчатых областей в появлении определенных магматических формаций, а вместе с ними и ассоциаций элементов в рудах представляют металлогенические схемы Ю. А. Билибина (1959<sub>1-3</sub>), И. Г. Магакьяна (1959), А. И. Семенова и Г. С. Лабазина (1959).

Решающая роль в появлении ассоциаций «фемического» или «сиалического» профиля (Радкевич, 1959; Смирнов, 1955, 1962, 1963; Кузнецов, 1963, 1965, 1966) отводится типу геотектонического развития структурно-формационных зон, определяющему существенно вулканогенный или песчано-сланцевый состав их разреза и соответствующий ему характер интрузивного магматизма.

Итак, относительную устойчивость ассоциаций элементов в рудах, образующихся в сходных обстановках, можно считать научно установленным фактом. Однако анализ этой устойчивости носит неизбежно несколько двойственный характер, поскольку причины сосуществования элементов в рудах обусловлены определенными свойствами элементов и, следовательно, могут быть поняты на ос-

нове этих свойств; выделение же рудных формаций основано на геологических признаках, при этом обычно не учитываются свойства элементов. Кроме того, в выборе ведущих геологических обстоятельств сосуществования элементов в рудах нет единства мнений. Называются и тип геотектонического развития структурно-формационных зон, и состав слагающих их пород, тип интрузий и их фациальность, возраст оруденения и его генезис и др. Рассматривая ассоциации элементов в золотых рудах, попытаемся найти путь к сопоставлению роли геохимических причин и геологических обстоятельств появления этих ассоциаций.

## **РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И СОСТАВ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТЫХ РУДАХ**

В золотых рудах встречаются многие элементы. Особенно для них характерны железо, медь, цинк, свинец, отчасти мышьяк, торий, ртуть и в особых случаях платиноиды, хром, никель, кобальт и другие металлы. По количественному соотношению содержащихся в них металлов золотые руды весьма разнообразны. Пониманию причин этого явления способствуют специфичность геологической обстановки проявления каждой ассоциации и определенность геохимических характеристик образующих ее элементов. Своеобразна ассоциация золота с платиноидами в хромитовых шпихах среди дунитов на Урале и в Колумбии.

Общим свойством элементов, совместно концентрирующихся в ультраосновных породах, является их химическая инертность, выраженная высоким ионизационным потенциалом (табл. 2), высокой электроотрицательностью (табл. 1) и высокой температурой плавления (наименьшей у золота при нормальном давлении  $1063^{\circ}\text{C}$ ). Кроме того, элементы руд, связанных с гипербазитами, одновременно характеризуются более высокими содержаниями в метеоритном веществе по сравнению с их содержаниями в геохимических системах земной коры.

Локальная приуроченность упомянутой рудной ассоциации к хромитовым шпихам в дунитах объясняется происхождением дунитов как наиболее тугоплавкого остатка от выплавления из вещества мантии легкоплавкой базальтоидной фракции (Виноградов, 1959). Этому соответствует и высокий энергетический уровень рудособразования. Обычные в других условиях спутники золота — медь, цинк, теллур, мышьяк и многие другие элементы, не отвечая хотя бы одному из перечисленных выше свойств, в данной ассоциации не накапливаются или концентрируются в гидротермальную стадию. Месторождения благородных металлов, связанные с ультраосновными породами, распространены крайне незначительно и в основном приурочены к сильно дифференцированным интрузиям габбро-пироксенит-дунитовой формации (Кузнецов, 1964).

Шире проявилась ассоциация медно-никелевых сульфидных руд с кобальтом и благородными металлами в связи с габбро-норитовыми комплексами типа Седбери и Норильска. В составе руд этого типа отмечаются халькофильные элементы, кларк концентрации которых в метеоритном веществе и в габброидах определенно выше, чем во «вторичных» коровых системах, — гранитах, глинистых сланцах и др. (см. табл. 11). Не удовлетворяющие последнему условию сурьма, кадмий и другие элементы в габбро-норитах не концентрируются. Однако в связи с траппами известны месторождения свинца и цинка, что, по-видимому, указывает на более сложный характер геохимии этих элементов. Наряду с уменьшением содержаний сидерофильных осмия и иридия в рудах резко возрастает роль самого халькофильного из платиноидов — палладия. Халькофильная ртуть, повышенный кларк концентрации которой в метеоритном веществе до известной степени роднит ее с благородными металлами, с ними не накапливается ввиду низкой температуры кристаллизации сульфида ртути. Энергетический уровень концентрации рассматриваемого парагенезиса характеризуется ионными плотностями образующих его металлов более 17 (см. табл. 3 и 4). Значимость обоих типов руд в общем балансе месторождений, из которых добывается золото, довольно мала.

Несравненно более распространено золото в гидротермальных месторождениях. Главными рудными минералами в них являются сульфиды железа, меди, цинка и свинца. Часто присутствуют различные арсениды, теллуриды, вольфрамиты и сульфосоли. Обязательной примесью в золотосодержащих сульфидных рудах является серебро и очень часто висмут. Никель, кобальт и особенно платиноиды сравнительно редки. Обилие минеральных видов, присущее гидротермальным месторождениям, намного больше, чем в месторождениях первых двух типов. Это означает в свою очередь более широкий диапазон физико-химических условий их формирования. Конкретные черты распространенности наиболее типичных ассоциаций элементов в золотых рудах мы проследим на примере отдельных рудных провинций.

В Алтае-Саянской складчатой области, пожалуй, наиболее распространена ассоциация золота с железом, медью и цинком. Эта ассоциация свойственна месторождениям, генетически весьма отличным друг от друга (метасоматическим колчеданным, кварцевым жильным, штокверковым в скарнах или во вторичных кварцитах). Однако общей чертой этих месторождений является преимущественная их приуроченность к существенно вулканогенным и в меньшей мере к вулканогенно-сланцевым формациям с резким преобладанием в разрезе основных эффузивов или их метаморфических эквивалентов.

В Восточных Саянах, Туве, Кузнецком Алатау, на Салаире и Северо-Восточном Алтае золотые руды с сульфидами железа, меди и цинка тяготеют в основном к зеленокаменным толщам

спилитов, порфиритоидов и хлоритовых сланцев кембрия. К этой ассоциации принадлежат кварц-пирротин-халькопиритовые жилы и метасоматические залежи пирротиновых с золотом руд на контакте интрузии с мраморами Ольховского рудного поля (Булынников, 1948; Хазагаров, 1963), жилы Балыксинских и Спасского месторождений (Горная Шория), кварц-сульфидные штокверки Коммунара (Калинников, 1934; Коробейников, 1964) и бассейна р. Федоровки, золото-сульфидные руды в скарнах Калиостровского (Булынников, 1948), Синюхинского (Щербаков, 1961) и Натальевского месторождений (Булынников, Врублевский, 1960), Каменушинское колчеданное месторождение метасоматических руд (Кузнецов и др., 1966) и многие другие.

Названные месторождения залегают в литологически нередко различных породах, генетически крайне неоднородны, имеют возраст от нижнего кембрия до мезозоя, связаны с разными интрузивными комплексами, но во всех случаях тяготеют к существенно базальтоидному по составу формационному типу вмещающих отложений. Сопутствующие золоту и ведущие в этой ассоциации Fe, Cu, Zn в равной мере отличаются более высоким частным кларком в основных породах, чем в кислых и песчано-сланцевых.

С увеличением в составе вулканогенно-сланцевых формаций роли песчано-сланцевых отложений, особенно черных углеродистых сланцев и граувакк с карбонатным цементом, наблюдается постепенное обогащение золоторудных парагенезисов молибденом, вольфрамом, мышьяком и отчасти бором. Выше говорилось о закономерном возрастании к концу среднего кембрия общего количества песчано-сланцевых пород с карбонатами в структурно-формационных зонах салаирид. Местами песчано-сланцевый состав отложений отмечается уже в нижнекембрийских разрезах (Щербаков, 1958, 1961; Хоментовский, 1959, 1963; Алабин, 1963). Приуроченные к таким участкам гранитоиды особенно часто сопровождаются золото-шеелитовой, иногда с турмалином (Тебечекское месторождение, рудник Знаменитый) или золото-молибденитовой минерализацией (Федотовское месторождение). Еще более возрастает роль вольфрама с уменьшением содержаний золота в рудах среди флишиоидных отложений верхнего кембрия — ордовика в связи с шашальским гранитным и таджилинским габбро-гранодиоритовым интрузивным комплексами в юго-восточной части Горного Алтая (Кузнецов и др., 1966).

Содержание мышьяка в золото-сульфидных рудах за счет арсенипирита определенно увеличивается в месторождениях, расположенных во всех более высоких частях палеозойского разреза, в большей степени насыщенных сланцами. При этом речь идет именно о средней насыщенности формаций пакками сланцев, что далеко не всегда связано с их проявлением непосредственно в пределах рудного поля и тем более в контактах рудных тел. Если, например, Саралинские жилы, известные мышьяковистым характе-

рем золото-сульфидных руд, приурочены к части кембрийского разреза, обогащенной черными глинистыми сланцами (средне-саралинской свиты, по К. В. Радугину и В. М. Ляхницкому), то близкие к ним по составу жилы Берикюля залегают среди порфировой толщи среднего кембрия, непосредственно над нижней подсвитой мундыбалчской свиты, обогащенной аналогичными черными сланцами.

Проведенное нами для Алтае-Саянской складчатой области сопоставление многочисленных данных о составе руд и их пространственном расположении выявляет четкую связь того и другого. Когда в составе вмещающих и подстилающих золоторудные узлы формаций возрастает роль песчано-сланцевых отложений, проявляется тенденция накопления в золотых рудах наряду с молибденом, вольфрамом и мышьяком свинца и висмута при одновременном снижении концентраций железа и меди. Подобная закономерность также не может быть непосредственно наблюдаема при рассмотрении собственно вмещающих рудные тела пород и тем более в пределах любого рудного поля. Столь прямой связи, разумеется, не существует, но региональный анализ литологического состава формационных разрезов позволяет определенно говорить о корреляции с ним состава руд.

Выяснению смысла подобного явления способствует анализ геохимических свойств коррелирующихся металлов. Молибден, как показали исследования Д. Калпа (1959), обнаруживает способность накапливаться в битуминозных и углисто-глинистых отложениях. По данным этого автора, содержание его там против 1 г/т в карбонатных, аркозовых породах и основных эффузивах возрастает до 100—180 г/т. Примерно на один порядок более высокими содержаниями молибдена по сравнению с вулканогенными породами кембрия Кузнецкого Алатау, как и повсеместно, отличаются черные углеродистые сланцы того же возраста. Эти же сланцы служат концентраторами для мышьяка, свинца, сурьмы и висмута. Содержание названных элементов в глинах и глинистых сланцах, по данным А. П. Виноградова (1962), систематически превышает их содержания в основных породах ( $C_i/C_v$ ) в среднем для молибдена в 1,4 раза, вольфрама в 2 раза, свинца — в 2,5 раза, мышьяка в 3,3 раза (см. табл. 11). В тождественных или несколько больших пропорциях возрастает содержание того или иного из названных элементов в рудных узлах, тяготеющих к структурно-формационным зонам с заметно возросшей песчано-сланцевой составляющей.

Парагенезисы золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, содержащие молибден, вольфрам и мышьяк в форме арсенопирита, имеют высоко- или среднетемпературный характер. Интервал ионных плотностей образующих их металлов, колеблется от 18,33 для золота до 140 для вольфрама. В месторождениях этой ассоциации золотом завершается формирование



рудных стадий, что устанавливалось для Саралинского месторождения В. И. Баженовым (1963), для Берикуля — Т. М. Дембо (1952) и для большинства других месторождений А. Я. Булынным (1948).

Своеобразно отражается на составе руд повышение в вулканогенных формациях роли кислых эффузивов. Проследим эту зависимость в группе золотоносных колчеданных месторождений. Это месторождения серноколчеданного, медноколчеданного, колчеданно-полиметаллического и барит-сульфидного минеральных типов (Кузнецов и др., 1966). Общей их особенностью являются отмечаемый большинством исследователей метасоматический способ отложения руд и почти исключительная их приуроченность к отложениям спилит-кератофировой формации. Исследованиями последних лет устанавливается эпигенетический характер колчеданных месторождений региона. В. К. Черепнин (1958) указывает, что отложение главной массы сульфидов на Урских месторождениях Салаира произошло после регионального метаморфизма, который претерпели эффузивы вмещающей их печеркинской свиты кембрия. А. П. Виноградовым, Л. С. Тарасовым и С. И. Зыковым (1959) по изотопным отношениям рудных свинцов установлен позднепалеозойский возраст крупнейших полиметаллических месторождений Рудного Алтая — Риддерского, Лениногорского, Змеиногорского и других, залегающих в вулканогенных формациях девона.

Данные изотопного состава рудного свинца и определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста серицита из околорудно измененных пород позволяют установить принадлежность Салаирских полиметаллических месторождений, расположенных в печеркинской свите кембрия, к герцинскому циклу (Дистанов и др., 1964). Этими же авторами возраст серицитов из зеленокаменных порфиритоидов вмещающей свиты за пределами околорудных изменений определен в 505 и 514 млн. лет.

Наряду с этими и другими признаками эпигенетичности колчеданных месторождений региона, залегающих как в кембрийских, так и в девонских вулканогенных формациях, многими отмечается зависимость состава руд от состава вмещающих толщ. В. И. Зеркаловым (1960) описана предпочтительность распространения существенно цинкового оруденения в пределах Салаира среди кислых, а медноколчеданного и серноколчеданного — среди основных эффузивов. Рудные полосы, обогащенные галенитом, по его данным, приурочены к прослоям карбонатсодержащих пород. Эта же зависимость подтверждается исследованиями Э. Г. Дистанова (1965).

Обширный материал по мипералогии полиметаллических месторождений Рудного Алтая позволил Б. И. Вейц, И. В. Покровской и Г. П. Болгову (1957) констатировать преобладание меди и цинка в рудах юго-западной части этого региона, сложенной главным образом основными эффузивами и туфами. Сюда они относят Приир-

тышский, Николаевско-Шемонаихинский и Золотушенский рудные узлы. К северо-востоку рудовмещающая формация содержит больше кислых пород и состав месторождений становится свинцово-цинковым. Это месторождения Зыряновско-Бухтарминского, Лениногорского и Змеиногорского рудных узлов.

Отмеченная связь не может быть объяснена лишь ролью вмещающих пород как химически благоприятных осадителей рудного вещества из растворов. В разных случаях вмещающими рудные тела породами служат кварцевые порфиры, кремнистые и известковистые алевролиты, песчано-известковистые сланцы, туффиты, кварциты, авгитовые порфириты, спилиты, мергели и другие породы различного состава, пористости и всех степеней изменения до рудным метасоматозом и т. д. Зависимость состава руд от состава заключающих их толщ носит более глубокий, чем литологический в принятом смысле этого слова, характер. Такую зависимость, быть может, лучше назвать формационной. Предопределяется она составом пород, послуживших источником рудного вещества.

Попутно с изменением состава руд по главным минералам — от серноколчеданных месторождений типа Верхне-Убинского в спилитах до полиметаллических типа Зыряновского и Риддерского в вулканогенно-осадочных породах с преобладанием кварцевых фельзитов и порфиров, можно проследить изменение состава минеральных примесей. С переходом во все более кислые толщи в месторождениях Рудного Алтая возрастают число и содержание минералов теллура, сурьмы, ртути, молибдена, мышьяка и других металлов, кларки которых в глинистых сланцах и кислых эффузивах выше, чем в базальтоидах (Вейц, Покровская, Болгов, 1957).

А. А. Тычинский (1963) обращает внимание на то, что в силикатных породах Горного Алтая руды характеризуются кварц-сульфидным составом с преобладанием галенита в кислых, а сфалерита в основных породах (месторождения Урзарсай, Букала, Красноярка и др.). В жилах среди карбонатных пород возрастает роль карбонатов (Терехта, Верхнее Котанды и др.).

К сказанному можно добавить, что со сланцевыми рудовмещающими формациями Горного Алтая связано повышение в рудах роли вольфрама, молибдена и ряда других элементов, частные кларки которых в глинистых сланцах выше, чем в основных породах ( $C_s/C_v > 1$ ). Содержание золота в рудах, как правило, постепенно снижается. Пожалуй, еще более резко падает при этом содержание в рудах сульфидов железа, отчасти сульфидов цинка и в меньшей мере меди. Кроме перечисленных металлов, прямую зависимость от количества во вмещающих формациях кислых эффузивов и глинистых сланцев обнаруживает барий. С уменьшением их роли среди существенно спилит-диабазовых отложений концентрация бария в рудах понижается вплоть до полного исчезновения. Для Горного Алтая эта зависимость отмечена А. А. Тычинским (1961, 1963).

Рассмотрение парагенезисов золотых руд Алтае-Саянской складчатой области позволяет сделать вывод о преимущественном развитии в их составе металлов, сингенетичное с породами накопление которых происходит в эвгеосинклинальных условиях, — металлов, если следовать терминологии Е. А. Радкевич (1959), так называемого фемического профиля — прежде всего железа, меди и цинка. Элементы «сиалического» профиля, в частности вольфрама, мышьяка, сурьмы, теллура, концентрируются лишь в небольшой степени и, что имеет определенный генетический смысл, в рудных узлах, тяготеющих к формациям существенно сланцевого или кислого вулканогенного материала. Такая особенность согласуется с эвгеосинклинальным развитием структурно-формационных зон складчатой области, в которых происходило формирование большинства золоторудных месторождений. Этим объясняется и «угнетенный» характер ассоциаций с золотом металлов «сиалической» группы, в частности сурьмы, теллура, ртути. К данному типу принадлежат мелкие ртутные рудопроявления с золотом, известные среди нижнеюрской осадочной толщи в Сайзакском и Казаньском районах Горной Шории и у с. Солонешного на Северном Алтае (Щербаков, 1961, 1965). Ничтожная примесь золота известна в некоторых месторождениях киновари в юго-восточной части Горной Шории и Горного Алтая (Щербаков, 1958, 1965).

Заметно иными оказываются парагенезисы золоторудных месторождений в районах миогеосинклинального развития, где вулканизм проявлен крайне слабо. Золоторудные месторождения *Западной Чукотки*, например, в противоположность Алтае-Саянским, почти свободны от железа, меди, цинка и, проявляясь исключительно среди песчано-сланцевых комплексов, характеризуются присутствием в них вольфрама, сурьмы, ртути (Чемоданов, 1958; Шилов, 1963).

Общий план эндогенной металлоносности этого региона, на наш взгляд, предопределен прежде всего приуроченностью гранитоидных комплексов к тем или иным по составу слагающим его осадочным или осадочно-вулканогенным формациям. Выше отмечалась постепенная по разрезу смена состава отложений триасового аюйского комплекса Чукотки. Снизу вверх здесь закономерно понижается железистость и карбонатность пород при одновременном возрастании роли кварца, аркозов и глинистых сланцев. Оловоносные и другие редкометальные гранитоидные массивы тяготеют именно к этим высоким, существенно глинисто-сланцевым горизонтам аюйского разреза или к перекрывающим его песчано-сланцевым отложениям более молодого возраста, в частности валанжина. Золотоносные гранитоиды не менее определенно приурочиваются к низам аюйского комплекса и в особенности к кэпэрвеевской свите, в которой устанавливается относительно наиболее высокий для района местный кларк золота.

Систематических наблюдений по изложенному вопросу, кото-

рые бы охватили все известные месторождения и рудопроявления золота Западной Чукотки, недостаточно. Но даже имеющиеся разрозненные данные выражают настолько общую тенденцию постепенного затухания «фемической» и в том числе золотой минерализации по мере проникновения гранитоидов и сопутствующего им рудного процесса во все более высокие горизонты комплекса при одновременном разрастании «сиалической» металлоносности, что не подчеркнуть это явление нельзя.

Нельзя также не упомянуть дополнительную зависимость рудных парагенезисов от термодинамических условий рудообразования. Проиллюстрируем ее одним примером. Ичуевская золотая россыпь, берущая начало близ контакта Ичуевского гранитного массива, по мере удаления от него пересекает все менее метаморфизованные осадочные породы триаса и уже за пределами ореола окружающих массив золотоносных кварцевых жил и штокверков-вкрапленных рудных зон, размыву которых она обязана своим образованием, постепенно становится беднее и выклинивается. Значительное количество неокатанного и слабо окатанного золота изометричных форм почти на всем протяжении россыпи свидетельствует о множественности источников ее питания. В коренном ложе россыпи известен ряд выходов минерализованных жил и штокверковых зон, сопровождающихся возрастанием содержаний в песках неокатанного золота. Его химический анализ из разных по удаленности от массива разведочных линий позволяет отметить по мере удаления от интрузива постепенное уменьшение в составе золота вольфрама и увеличение содержаний сурьмы (Чемоданов, 1958). Мы склонны объяснить столь определенное изменение состава россышного золота не превращениями, претерпеваемыми им в россыпи, а зональным размещением вокруг массива жил со все более низкотемпературными рудными парагенезисами на удалении от массива. Пример подобной зональной смены парагенезисов по мере удаления от Пырканайского гранитоидного массива, расположенного в западной части рассматриваемого района, недавно приведен М. Д. Часовитиным (1964).

Отчетливое совмещение различных в отношении источника рудного вещества парагенезисов в пределах Канадского щита наблюдается на площадях совмещения эвгеосинклинального и миогеосинклинального типов разрезов. Между главными золотоносными типично эвгеосинклинальными провинциями щита районов озер Верхнего и Иеллоунайф, расположена провинция Черчилль. В ее составе резко преобладают осадочные породы, перекрываемые в свою очередь у озера Атабаска слабо дислоцированными, значительно более молодыми песчаниками, которые секутся ураноносными жилами. Абсолютный возраст урана из этих жил почти такой же, как и урана из подстилающих более древних метаморфизованных осадочных толщ (Кинг, 1961). В породах провинции Черчилль распространены крупные месторождения урана

в районе озер Большого Невольничьего, Большого Медвежьего и Атабаска. В северо-восточной части Большого Невольничьего озера распространены в близком соседстве месторождения золота и урана. При этом канадскими геологами давно замечено, что первые приурочены к древнейшим зеленокаменным андезито-базальтовым покровам и туфам группы Иеллоунайф, а вторые — к более молодым протерозойским толщам, в составе которых резко преобладают осадочные породы, объединяемые в серии Ноначо, группы Снар, Камерон и Эхо (Boyle, 1960). Урановые месторождения района озера Атабаска тяготеют к протерозойской серии Атабаска, представленной существенно аркозами и конгломератами (Allen, 1954).

Сходная картина приуроченности золото-урановых месторождений Блайнд Ривер и к аркозово-конгломератовой толще протерозойского возраста наблюдается на северном побережье озера Гурон. Ф. Б. Кинг (1961) отмечает, что входящие здесь в протерозойскую серию Гренвилл породы образовались после значительной переработки терригенного материала в широкой геосинклинали; принимая во внимание сильную степень их метаморфизма, Ф. Б. Кинг сопоставляет их первоначальный состав с составом мощных толщ известняков, песчаников и глинистых сланцев, отложившихся в палеозойское и мезозойское время в Аппалачской и Кордильерской геосинклиналях. Обращает на себя внимание интересный и, видимо, не случайный факт, что золотоносность урановых месторождений Блайнд Ривер отмечается именно в том участке, где осадочные отложения гуронской серии подстилаются существенно базальтическим и продуктивным по золоту комплексом пород архейской провинции Верхнего Озера.

Подобно месторождениям золота и урана, вполне определенную приуроченность к тем или иным по составу формациям пород Канадского щита обнаруживают месторождения меди и кобальта. При этом иногда в общих месторождениях совмещаются элементы, преимущественная сингенетичная концентрация которых свойственна разным типам пород. Так, руды месторождения Тимискаминг-Кобальт, расположенного среди диабазов, имеют в своем составе лишь кобальт и серебро, а руды того же типа в районе Большого Медвежьего озера в поле развития ураноносной формации пород группы «бухта Эхо» характеризуются также и высокой концентрацией урана.

К базальтовым покровам позднего докембрия, относимым к серии Кьюпноу, в районе Верхнего Озера приурочены известные месторождения самородной меди. К основным породам щита также тяготеют многие месторождения колчеданных руд с цинком. Высокие концентрации цинка характерны для колчеданных месторождений с медью и золотом в районе Флин Флон.

В горной системе Аппалачей выделяются два крупных фрагмента, отличающиеся по строению и составу; один прилегает к Канадскому щиту, другой — к океану. Ф. Б. Кинг (1961) подчерки-

вает типично миогеосинклинальный характер отложений первого и эвгеосинклинальный — второго фрагмента. Миогеосинклинальная область охватывает «осадочные» Аппалачи и так называемую Провинцию Долин и Хребтов. В составе этой области преобладают карбонатные и кластические осадки палеозоя — аркозы, глинистые сланцы и кварциты. Тяготеющая к океану эвгеосинклинальная область носит название «Кристаллические Аппалачи» и сложена в разной степени метаморфизованными граувакками, лавовыми покровами, пирокластелитами, имеющими в целом значительно более основной состав по сравнению с породами миогеосинклинальной области. Металлоносность этих двух частей Аппалачской складчатой области также различна. В Кристаллических Аппалачах преобладают эпигенетические месторождения золота (Хэйл, Далонегга, Хог Маунтен и др.), а в «осадочных» — бериллия, урана, вольфрама и бария. В областях локального проникновения существенно вулканогенных пород в зону «осадочных» Аппалачей, а песчано-сланцевых — в существенно эвгеосинклинальную часть этой горной системы одновременно меняется металлогенический облик районов в соответствии с составом рудовмещающих формаций.

Принципиально тождественную зависимость состава оруденения от состава вмещающих формаций и геотектонического типа формирования структур можно наблюдать в горных системах Кордильер и Скалистых гор (см. рис. 14).

Ценный материал для выяснения условий формирования парагенезисов в золотых месторождениях кайнозойской металлогенической провинции заключен в закономерностях размещения и состава минерализации рудных полей гор Металифер, района Бая Маре и Восточных Карпат.

Как мы уже отмечали, приуроченные главным образом к некам и субвулканическим интрузивам зоны минерализованных эруптивных брекчий и рудных жил отличаются в целом крайне изменчивым составом. Как одна из характерных черт трансильванских месторождений эта изменчивость парагенетических ассоциаций на сравнительно небольшой площади «золотого четырехугольника» и даже в пределах отдельных рудных полей отмечалась еще в прошлом столетии (Richthafen, 1868; Beischlag, Vogt, Krusch, 1913; Богданович, 1912). Многостадийность процесса рудообразования и проявления зональности и телескопирования на месторождениях лишь в какой-то мере могут объяснить наблюдаемую пестроту состава руд. Недостающие для решения этого вопроса материалы дает анализ распространенности определенного состава месторождений в структурно-формационных зонах Карпат и Румынских Рудных гор.

Наиболее простой состав руд, как и во многих других районах мира, здесь присущ медным, цинково-медным и свинцово-цинково-медным колчеданным месторождениям, заключающим золото

и приуроченным к древним зеленокаменным метаморфическим толщам осевой части Восточных Карпат. К этому типу принадлежат месторождения Бурлуае, Новичор, Лешула Урсула, Кручи и др. В данном случае мы видим все ту же неоднократно отмечавшуюся монотонную зависимость рудных парагенезисов от состава рудовмещающей вулканогенной формации. Для большей части этих месторождений сколько-нибудь определенно вопрос о генетической связи их с тем или иным магматическим комплексом пока не решен и неясным остается в большинстве случаев возраст оруденения. По аналогии с более изученными в этом отношении районами развития колчеданных месторождений Урала (Бородаевская, 1965) и Алтае-Саянской складчатой области (Дистанов, 1965; Кузнецов и др., 1966) вполне вероятно также принадлежность колчеданных месторождений Восточных Карпат к разным этапам развития рудной провинции и к различным интрузиям.

Однако некоторая неясность генетической принадлежности и возраста относится не ко всем колчеданным месторождениям района. Метаморфический комплекс древних эвгеосинклинальных отложений к западу перекрыт третичными эффузивами того же состава и той же третичной эпохи, что и в районе Бая Мари (Румыния). Крупные эруптивные аппараты слагают здесь горы Кэлиман, Гургу и др. В этих районах многие речки золотоносны, и в последние годы, по данным Геологического Комитета Румынии, здесь открыты признаки коренного золотого оруденения, морфологически и генетически сходного с оруденением района Бая Маре.

Определенный свет на представление о генезисе, по крайней мере какой-то части сульфидных месторождений Восточных Карпат, может пролить анализ положения и строения рудного поля *Торояга*. На его площади древние метаморфические сланцы частично перекрыты третичными отложениями и прорваны диоритами и диорит-порфиритами, слагающими ядро лакколита. Межформационной лакколит залегает между метаморфическим комплексом и третичной осадочной толщей; в краевых частях он сложен андезитами. Оруденение связано с тремя основными жильными системами: Эмерик, Доминишоара и Катерина, рассекающими андезит и продолжающимися среди метаморфических сланцев. Длина жил по простиранию достигает 2000 м, мощность изменяется от 0,5 до 1 м. Кварцево-кальцитовые жилы содержат пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит и большое количество золота. На простирании жил в метаморфической толще проявилось метасоматическое оруденение сходного состава. Руды месторождения Торояга характеризуются теми же ассоциациями металлов, что и упомянутые колчеданные залежи района. Эти руды также, будучи уже определенно связанными с третичным вулканизмом, обусловившим образование золотых месторождений гор Металифер и района Бая Маре, не содержат или почти не содержат столь свойственных последним многих элементов, накапливаю-

щихся обычно в глинистых осадках в процессе их образования, в частности таких, как вольфрам, теллур, кадмий, ртуть и др. Связано или нет отсутствие концентраций этих элементов в рудах месторождения Торояга с тем, что область гидротермального метаморфизма в данном случае не затронула третичных осадочных толщ, можно лишь предполагать, учитывая закономерности состава и размещения других месторождений Румынии, образовавшихся в сходной обстановке.

Выше упоминалось, что древний метаморфический, в основном эвгеосинклинального типа, комплекс пород, выходы которого образуют осевую часть Карпатской дуги, в главных золоторудных районах Трансильвании погружен на ту или иную, подчас значительную глубину и на дневной поверхности обнажается лишь редкими участками. К краевой части одного из таких выступов древнего фундамента среди третичных песчано-сланцевых отложений приурочено месторождение полиметаллических руд с золотом Бая де Ариеш (Bana, 1958). На месторождении различают метасоматические залежи существенно свинцово-цинковых, или, как их называют, «комплексных», руд и жильные зоны с арсенопиритом и золотом. Комплексные руды в виде морфологически сложных тел залегают вдоль контактов древних крупнозернистых мраморов с кристаллическими сланцами и с третичными андезитами. Состав руд: родохрозит, родонит, алабандин, кальцит, сфалерит, пирит, гематит, халькопирит. В сложных комбинациях полосчатых, ритмически полосчатых поясовых, крустификационных, друзовых, брекчиевых, сплошных и вкрапленных текстур отразилась многостадийность и многообразие условий рудоотложения, присущих близповерхностной зоне минералообразования (Шахов, 1961). На верхних горизонтах месторождения «комплексные» руды обогащены золотом. Состав руд в интересующем нас аспекте привлекает внимание обилием минералов марганца и несмотря на широкий диапазон физико-химических условий минералообразования сравнительно ограниченным кругом металлов. тождественным таковому в полиметаллических месторождениях Восточных Карпат. Обилие в рудах марганца связывается с общей обогащенностью марганцем осадочных отложений фундамента, содержащих в Карпатах метаморфизованные марганцевые месторождения.

Участок золотого оруденения приурочен к гипабиссальному телу андезита. Особенностью участка является сводовое расположение главных трещин в андезите, объясняемое, как принято считать, высоким давлением газов, оказавшемуся, однако, недостаточным для прорыва их к поверхности. Выполняющие сводовые и оперяющие их трещины жилки сложены фламбоидальным кварцем с тонко рассеянными пиритом и арсенопиритом. Золото содержится в арсенопирите и в меньшей степени в пирите. Часть его заключена в ореолах пирит-арсенопиритовых импреньаций, сопровождающих жильное оруденение. Состав золотых руд отличается от состава



«комплексных» руд отмечавшимся на верхних горизонтах в некоторых жилах присутствием наряду с сульфидами и золотом малых количеств силванита. Источник теллура в данном случае достоверно не установлен, но не указывает ли нам на него косвенно практически полное отсутствие концентраций этого элемента в рудах колчеданного и полиметаллического типов среди метаморфических сланцев разных районов и появление его в андезитовых некках, которые соприкасаются с осадочными песчано-сланцевыми и мергелистыми породами, главным образом мезозоя, и вовлекают их в область гидротермального метаморфизма.

Парагенезисы золотых руд в вулканических аппаратах, прорывающих осадочный чехол, особенно на таком удалении от выступов фундамента, на котором можно допускать его относительно глубокое залегание, заметно отличаются от упомянутых. На примере месторождений Сэкэрымб, Валя Мори, Стэнижа, Бая Сприе, Дялу Кручи, Капник мы видим, как в составе ассоциирующих с золотом элементов появляются теллур, сурьма, ртуть, вольфрам, молибден, барий — элементы, сингенетичная концентрация которых в осадочных формациях выше, чем в базальтоидах. Изложенное дает основание допустить заимствование названных металлов из вмещающих вулканические аппараты пород, в той или иной мере захваченных гидротермальным метаморфизмом.

Другой чертой минеральных ассоциаций в золоторудных месторождениях Трансильвании является в большинстве случаев широкий температурный диапазон их формирования от высокотемпературного молибденита до наиболее низкотемпературных сульфоселей и двойных сульфоселей. Ионные плотности сопутствующих здесь золоту элементов столь же различны — от 2,91 у сурьмы и 3,29 у теллура до 73 у молибдена.

Итак, состав месторождений общей эпохи рудообразования существенно различается в зависимости от состава пород области возникновения андезитовых, риолитовых или трахитовых магм и от состава пород, с которыми реагируют растворы. При этом состав руд наиболее прост, беден и однообразен в пределах кристаллического фундамента, сложенного преимущественно эффузивами (с преобладанием основных), карбонатами и марганцовистыми породами. Парагенезисы месторождений в некках, рвущих мезо-кайнозойский осадочный чехол фундамента, богаче металлами, проявляющими тенденцию к накоплению в осадочных породах. Одновременно в этих рудах постепенно падает роль железа, марганца, меди и цинка, т. е. элементов с отношением  $C_c/C_v < 1$  (см. главу I). Отсюда можно заключить, что роль металлов, заимствованных из пород при гидротермальном метаморфизме, в месторождениях описываемого типа весьма существенна.

Приведенные данные характеризуют районы с различным строением, разными особенностями магматизма, с разным возрастом, а также относящиеся к разным этапам развития земной ко-

ры. Тем не менее во всех приведенных случаях мы в состоянии уловить прямую корреляцию состава золотых гидротермальных руд как от состава магм, так и от состава толщ, в которых формируются верхние зоны вулканических аппаратов.

Эта корреляция не является сколько-нибудь уникальной для рассмотренных районов. Ее можно проследить в любой относительно детально изученной золотоносной провинции мира. Специфичность геологической истории каждой из них позволяет вскрывать своеобразие комбинации элементов в рудных парагенезисах и находить объяснение ей в геологической обстановке и составе окружающих и подстилающих комплексов пород, что приближает нас к пониманию геохимического смысла устанавливаемой зависимости.

Урал — один из классических районов широкого развития спилит-кератофировой формации раннего этапа формирования складчатого пояса — известен непосредственной приуроченностью колчеданных месторождений с золотом к отложениям этой формации. М. Б. Бородаевской (1965) недавно приведены серьезные обоснования принадлежности названных рудных месторождений к нескольким рудным эпохам.

Таким образом, если уже давно обратившая на себя внимание тесная пространственная приуроченность колчеданных руд к офиолитовому комплексу Урала (Заварицкий, 1943), объяснявшаяся прямой генетической связью месторождений с эффузивным процессом, оказалась в результате дальнейших исследований более сложной и многообразной, то сам факт этой связи остался неоспорим. Более того, М. Б. Бородаевская (1965) обращает внимание на то, что локализация эпигенетических колчеданных месторождений происходит вдоль секущих постскладчатых нарушений и путем замещения пород литологически различных.

Эта особенность в известной степени роднит уральские месторождения с алтайскими, салаирскими и заставляет совершенно по-другому, чем было еще недавно принято, истолковывать зависимость состава руд от состава не столько непосредственно вмещающих пород, сколько в целом рудовмещающих формаций. Преобладание в составе вулканогенных отложений спилитов сопровождается на Урале, как и повсеместно, увеличением роли серно- и медноколчеданных руд с цинком, но практически лишенных свинца. Как и повсюду, здесь нет оснований трактовать это обстоятельство «благоприятностью» условий рудоотложения именно такого, а не иного состава руд. Физический смысл подобной избирательной для меди и цинка, а не для свинца и других металлов «благоприятности» обосновать невозможно. Известно немало месторождений, в которых галенитовые и полиметаллические руды с галенитом локализуются именно в основных породах формаций с их общим подчиненным развитием.

Таким образом, на Урале, как и повсеместно, зависимость

состава руд от состава вмещающих их комплексов имеет общий формационный характер. Эта зависимость предопределяется отнюдь не в ходе рудоотложения, а, несомненно, в процессе, протекающем в пределах данной эффузивной осадочной формации. Точно такую же зависимость мы наблюдаем в кварцево-жильных с золотом рудных полях Северного Казахстана (Обручев, 1937), в рудных провинциях Канадского (Бэтман, 1949) и Индостанского (Krishnan, 1963; Raghavan, 1963) щитов.

Несколько своеобразной в этом отношении оказывается знаменитая золотоносная провинция Калгурли в Западной Австралии. Она приурочена к выходам метаморфизованных основных вулканических пород фундамента, относимых к архейской системе Калгурли-Йилгарри. Возраст гранитов, секущих зеленокаменные и гнейсовые комплексы этой системы, порядка 2,7 млрд. лет (Johnson, 1949; McWhae, a. oth., 1958; Traves, a. oth., 1956).

Золотое оруденение встречается здесь в виде весьма отличных друг от друга типов. Одни, так называемые нормальные кварцевые жилы залегают среди амфиболитов, высокометаморфизованных пород, главным образом основного состава, или приурочены к контактам их с гранитами. Это жилы выполнения трещин. Они содержат пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, шеелит, висмутин и антимонит (Линдгрэн, 1928, 1935). Другой тип представлен кварцевыми линзами в окружении измененных пород и сложными месторождениями замещения в рассланцованных зонах с неопределенными очертаниями. В южном участке пояса Калгури, где распространены жилы этого типа, вмещающие толщи наряду с амфиболитами и продуктами их изменения включают тела порфириров, фельзитов, графитистых сланцев и кварцитов. Руды в этом случае обогащаются калаверитом, пьетцитом, гесситом и теллуридом ртути — колорадоитом. Кроме обильного пирита, руды содержат незначительное количество халькопирита, сфалерита, галенита, пираргирита, энаргита, леллингита, флюорита и некоторые другие минералы. Характерно бледно-желтое низкопробное золото. С глубиной теллуриды постепенно сменяются сульфидами. Содержание золота на глубину в жилах этого типа также падает.

Линдгрэн (1928, 1935) рассматривает оба типа руд в классе гипотермальных месторождений. Однако минеральный состав и зональность оруденения второго типа, напоминающая таковую в месторождениях Трансильвании и Криппл-Крик в штате Колорадо, несмотря на то, что признаки юного вулканизма в этом районе неизвестны, склоняют нас к предположению о сравнительно низкотемпературном и близповерхностном характере теллуристых жил. Такому предположению вполне отвечает распространение в районе развития теллуристых жил фельзитовых пород, свидетельствующих о сохранении на современном эрозионном срезе реликтов древней поверхности. Маловероятным представляется, в част-

ности, отложение на больших глубинах неустойчивых при повышенных температурах теллуридов ртути, которое мы вынуждены были бы допустить, если бы приняли гипотермальную концепцию генезиса месторождений. При этом представления о глубокой эрозии щита и наличии рудной провинции с характерной для фаций малой глубины четкой вертикальной зональностью отложения руд и специфичным их составом могут быть совмещены только при условии формирования фельзитов и золото-ртуть-теллуровой минерализации после эрозии.

Насколько позволяют судить весьма скудные данные о рудных полях Калгурли, можно заключить, что преимущественное появление теллура, ртути и вольфрама в золотых ассоциациях имеет место в южной части этого золотоносного района среди формаций с заметно возросшей относительной ролью осадочных пород (Объяснительная записка к тектонической карте Австралии, 1965, пер. Geol. Notes in explanation of the Tectonic Map of Australia, 1962). Вместе с тем, учитывая более высокое содержание теллура в хондритовом веществе по сравнению с его содержанием в коровых системах (Виноградов, 1962), нельзя исключить также возможность глубинного источника этого элемента.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КООРДИНАТЫ СОСТАВА ЗОЛОТЫХ РУД**

Основной смысл приведенных закономерностей пространственного размещения различных по составу ассоциаций элементов в золотых рудах, как нам представляется, сводится к установлению их зависимости от состава пород области магмообразования и гидротермального метаморфизма в провинциях разного возраста и различного тектонического положения. Поскольку ассоциации элементов в рудах гидротермальных месторождений последовательно пополняются металлами, общее содержание которых в той же последовательности возрастает в рудовмещающих (и лишь при низких ионных плотностях — в подстилающих рудные узлы) формациях, постольку мы вправе использовать в объяснении такой зависимости явление унаследованности.

Не затрагивая пока вопроса о способах унаследования, сосредоточим внимание на аргументации реальности этого явления для различных элементов, рассеянных в породах более или менее равномерно. Прежде всего оказывается, что при весьма различных теоретических позициях высказывающихся по данному поводу исследователей практически не вызывает принципиальных возражений факт заимствования из пород растворами и переотложение железа (колчеданы), кальция (жилы кальцита в известняках), магния (доломитизированные породы), натрия, калия, марганца, бария, алюминия и кремния, т. е. элементов, довольно различных по свойствам и формам нахождения в породах и по

способам миграции. Общей особенностью названных элементов является наибольшая по сравнению с остальными распространенность их в земной коре. Вместе с сопутствующим им в миграции кислородом они по объему вещества составляют более 99% земной коры. В высокой распространенности этих элементов, по-видимому, заключается основное их отличие от главной массы «рудобразующих» элементов. Благодаря такой распространенности унаследованность их в эпигенетических процессах может быть установлена чуть ли не визуально, тогда как выявление унаследованности малых элементов требует, как мы видели на примере золота, применения подчас весьма тонких аналитических средств и более сложной системы геологической и геохимической аргументации. Тем не менее возможность мобилизации гидротермальной меди из основных пород в Алтае-Саянской области констатируется Г. В. Пинусом (1962), никеля из никельсодержащих силикатов в трапповых интрузиях — В. В. Золотухиным (1965), бериллия из обогащенных им гранитов — А. А. Беусом (1960, 1963), Ф. Н. Шаховым (1964), Я. А. Косалсом и Ф. В. Сухоруковым (1965). Заимствование водными растворами древних свинцов из подстилающих рудоносные формации отложений установлено для Алтая (при помощи изотопного анализа) А. П. Виноградовым, Л. С. Тарасовым и С. И. Зыковым (1957). А. И. Тугариновым (1963) обосновано заимствование эндогенными процессами в Средней Азии из рудовмещающих толщ свинца и ряда других элементов.

Итак, серьезных причин для принципиального противопоставления в рассматриваемом плане геохимических судеб широко и малораспространенных элементов, к числу которых принадлежит большинство «рудобразующих», нет. Поэтому закономерности мобилизации, миграции и концентрации химических элементов и их соединений, легко устанавливаемые для наиболее распространенных элементов, в общем не теряют значения для редких элементов. Индивидуальной остается лишь физико-химическая обстановка концентрации каждого элемента.

В историческом плане нетрудно заметить тенденцию постепенного усложнения состава золотосодержащих ассоциаций по мере развития и усложнения состава отложений рудоносной структурно-формационной зоны. Направленность такого усложнения заключается в постепенном во времени обогащении руд элементами, накопление которых в осадочных породах обязано процессам экзогенной дифференциации. Это вольфрам, мышьяк, молибден, свинец, сурьма, теллур, ртуть и др. Одновременно золоторудные ассоциации постепенно утрачивают железо, никель, кобальт, медь, цинк, т. е. элементы, кларк концентрации которых наиболее высок в основных эффузивах. Обе тенденции проявляются как простая функция времени или этапности развития геосинклиналь, а зависят от состава отложений, в пределах которых идет процесс мобилизации рудного вещества.

Если направленность изменения состава золоторудных парагенезисов подчинена эволюции состава геосинклинального выполнения, то количественно она соответствует постепенному уменьшению в рудных ассоциациях содержания элементов с  $C_c/C_v < 1$  и возрастанию содержания элементов с  $C_c/C_v > 1$ . Иными словами, эволюция рудной ассоциации во времени и пространстве принципиально совпадает с возрастанием значений  $C_c/C_v$ . Эта последовательность по существу раскрывает геохимический смысл отмечаемой Е. А. Радкевич (1959), В. И. Смирновым (1963) и В. А. Кузнецовым (1963, 1966) постепенной смены в ходе развития складчатой области «фемического» профиля рудоносности «сиалическим». Величиной  $C_c/C_v$  ( $< 1$  или  $> 1$ ) в таком случае можно определить и сам «набор» «фемических» и «сиалических» элементов. На примере многих рудных провинций, имеющих сложное строение, смену металлоносности (именно в силу унаследованного ее характера) удастся более отчетливо наблюдать не столько во времени, сколько в пространстве с переходом от структурно-формационных зон одного состава к зонам другого состава.

Наряду с унаследованностью эпигенетическими парагенезисами элементов осадочных или вулканогенных формаций устанавливается зависимость состава руд также от энергетического уровня процесса вовлечения металлов в миграцию. Как меру относительности энергетических уровней рудных парагенезисов можно использовать значение ионных плотностей элементов, образующих руды.

Итак, ассоциация элементов в золоторудных месторождениях выступает как сложная функция состава «материнской» геохимической системы и энергетического уровня процесса мобилизации рудного вещества. Графически она может быть выражена в системе координат  $d_i$  и  $C_c/C_v$ . Принятые координаты, или системы отсчета свойств элементов ( $d_i$ ), и тенденции изменения во времени их частных кларков в песчано-сланцевых формациях ( $C_c/C_v$ ) позволяют увидеть в рудных парагенезисах и их смене направленность эволюции вещества земной коры как следствие необратимости взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

На рис. 28 отражены специфичность состава (и происхождения) исходного вещества каждой парагенетической группы и особенности ее становления. На рисунке обращает внимание смежность, но не совмещенность полей парагенетически связанных в рудах элементов. Пространственное соотношение полей — парагенезисов элементов в рудах позволяет вскрыть тенденции и причины их последовательной смены во времени и пространстве.

На рис. 28 выделено пять ассоциаций элементов, из которых первая (1) и каждое из сочетаний ее с остальными (1+2), (1+3), (1+4), (1+5) и (1+4+5) возникают при вполне определенной геологической обстановке.

Наиболее компактно расположены в системе координат сопутствующие золоту в рудах среди формаций базальтоидного состава железо, медь, цинк и серебро. Довольно устойчивый энергетический уровень проявления этой ассоциации обуславливает ее очень широкую распространенность. Она отмечается в месторождениях

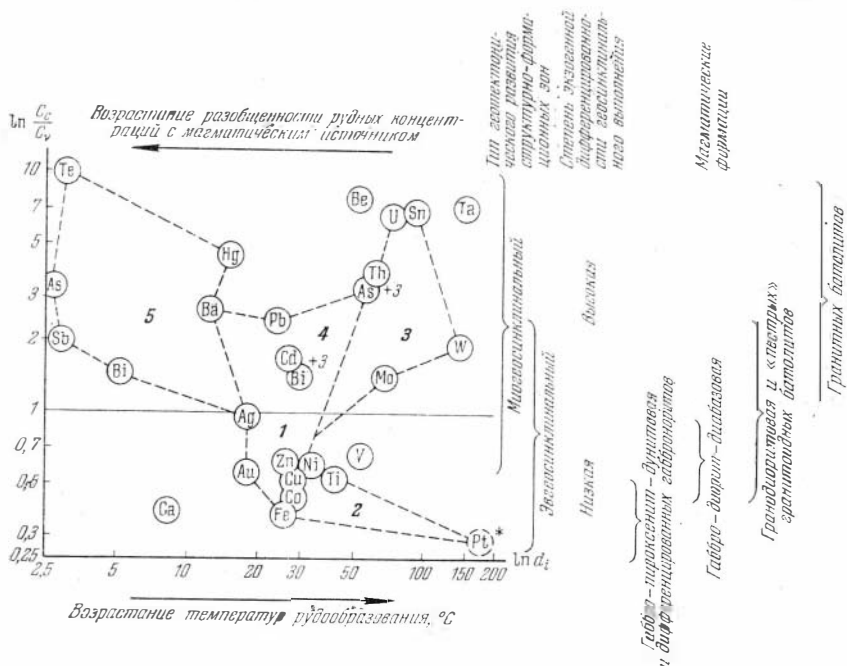


Рис. 28. Ассоциации элементов в золоторудных месторождениях (из-за отсутствия данных о частном кларке платины в глинистых сланцах величина  $\frac{C_c}{C_v}$  для нее показана предположительно)

различного генезиса, месторождениях, связанных с различными интрузивными комплексами (от основных до плагитогранитных), месторождениях, в формировании которых роль интрузивов, возможно, была лишь косвенной, вызвавшей лишь гидротермальный метаморфизм зеленокаменных формаций и связанное с ним колчеданное оруденение и, наконец, месторождениях, возникших на разных этапах тектонического развития складчатой области, подобно уральским (Бородаевская, 1965). Однако во всех случаях генетически разнообразные месторождения рассматриваемой ассоциации характеризуются общностью базальтоидного состава геохимической системы, послужившей источником металлов в рудообразующем процессе, когда бы он ни происходил и с каким бы магматизмом ни был связан.

Металлы этой ассоциации характеризуются довольно низкими плотностями ( $d_i$ ) и, следовательно, сравнительно низким энергетическим уровнем мобилизации и концентрации. Поэтому все они могут быть переотложены и сконцентрированы в процессе гидротермального метаморфизма, т. е. без обязательного прохождения магматического, более высокотемпературного состояния. Сказанное отнюдь не исключает во многих случаях роль магмы как непосредственного источника названных элементов. При этом руды ввиду низкого энергетического уровня концентрации могут быть значительно разобщены со своим магматическим источником.

Другой четко очерченной ассоциацией элементов в золотосодержащих эндогенных месторождениях является парагенезис платиноидов и медно-никелевых сульфидов с кобальтом и золотом. Графически это совокупность 1-й и 2-й групп (рис. 28), а геологически — парагенезисы элементов, возникающие в связи с дифференцированными интрузиями габбро-норитов (халькофильный вариант месторождений типа Бушвельда и Седбери) и в связи с хромитовыми шширами в дунитах (сидерофильный вариант месторождений типа Денежкиного камня на Урале; Обручев, 1933). Эта ассоциация определяется составом и происхождением исходной геохимической системы габбро-гипербазитовой формации и высоким энергетическим уровнем, исключающим немагматогенное происхождение концентраций. Положение концентраций подобного типа в ходе геотектонического развития рудной провинции полностью зависит от времени проявления соответствующих магматических комплексов, характерных, как известно, для ранних этапов развития складчатых поясов эвгеосинклинального типа и для основного магматизма платформ (Смирнов, 1963; Кузнецов, 1964).

Постепенно возрастающий уровень экзогенной дифференцированности геосинклинального выполнения и появление карбонатных, аспидной и граувакковых формаций, особенно в периферических зонах геосинклинати, и возрастающая в осадочных комплексах сингенетичная концентрация вольфрама, молибдена, свинца и мышьяка создают предпосылки для образования месторождений третьего формационного типа (поля 1 + 3 на рис. 28).

Высокий энергетический уровень процесса отложения, а следовательно, и мобилизации молибдена и вольфрама ( $d_i = 73,0; 140,0$ ) предопределяет возможность проявления золота в данной ассоциации лишь в связи с магматическим процессом. Месторождения этого типа связаны с плагиигранитными и «пестрыми» гранитоидными комплексами батолитового типа. Происхождение последних Ю. А. Кузнецов (1964) объясняет «магматическим замещением» вулканогенно-сланцевых и граувакковых формаций раннего этапа развития геосинклинати.

Постепенность седиментационной дифференциации и накопление в осадках урана, тория, олова и других элементов не позволяют уловить момент, когда концентрация любого из них оказыва-



ется достаточной для формирования эпигенетических месторождений. Ясно лишь, что с увеличением степени экзогенной дифференцированности геосинклинальных отложений постепенно возрастают и концентрация этих элементов в осадках и потенциальные возможности их превращения в «рудопроизводящих» при эндогенных процессах.

Высказанные соображения побудили нас не разделять группу элементов с  $C_c/C_v > 1$  и  $d_i > 50$ . Парагенезисы золота с элементами поля 3 (см. рис. 28) наиболее характерны для средних этапов развития складчатых поясов. На примере Витватерсранда — гигантского золото-уранового месторождения — видна их возможная продуктивность. Здесь есть все основания связывать источники золота с метаморфизованными диабазами толщи, подстилающей продуктивную серию, а урана — с метаморфизованными глинистыми отложениями протерозоя. Возникновение подобных сложных парагенезисов в других регионах связано с неперенным охватом областью мобилизации рудных компонентов пород существенно разнородных и отличающихся по составу и концентрациям содержащихся в них металлов. Гибридные (вследствие разнородности источника) рудные концентрации не столь уже редки в рудных провинциях. Состав и закономерности размещения этих концентраций часто дают возможность назвать источники содержащихся в них металлов.

В полиметаллических месторождениях распространена ассоциация элементов 1-й и 4-й групп (см. рис. 28). Она обычно характеризует средний этап геосинклинального развития, когда уже накопились осадочные вулканогенные формации с карбонатными породами и кислыми эффузивами, в которых оказывается наибольшей концентрация свинца, бария, кадмия и висмута. Энергетический уровень ассоциации менее высок, чем в предыдущем случае. Связь месторождений такого состава с интрузиями также менее четкая и поэтому иногда оценивается как «парагенетическая», а с преобладанием в рудах барита и низкопробного золота как «пространственная» (Кузнецов и др., 1966).

К наиболее поздним в ходе развития рудной провинции принадлежат ассоциации элементов из числа 1 + 4 + 5 (см. рис. 28). Месторождения этого состава возникают с накоплением достаточных мощностей песчано-сланцевых отложений и при воздействии на них процессов, связанных с проявлениями эффузивного магматизма. Поскольку из материнского магматического тела может отделяться одна ассоциация элементов, а водные горячие растворы могут заимствовать из осадочных пород дополнительно другую ассоциацию, постольку руды, связанные с эффузивной фацией, могут отличаться наибольшей смесью самых разнообразных элементов.

Многочисленные примеры подобного рода ассоциаций более всего характерны для месторождений внутренней зоны Тихооке-

анского андезитового кольца и Среднеземноморской альябийской геосинклинали. Им присущи специфические черты: пространственная связь с эффузивами жерловой фации, часто сменяющаяся на глубину связью с субвулканическими телами гранитоидов (Шемниц, Комсток, Кришл-Крик). Характерным признаком месторождений этой формации служит пропилитизация эффузивов, постепенно затухающая с глубиной. Исключительным свойством месторождений является совмещение в пространстве высоко- и низкотемпературных парагенезисов в рудах и в околосильно измененных породах, широкое развитие в них сульфосолей и двойных сульфосолей в результате повышения кислородного потенциала при формировании в близповерхностных условиях упомянутых парагенезисов. Характерно понижение отношения содержания золота к серебру до  $1/20$  и менее (Щербина, 1965). Фациальными признаками являются также необычная для других типов многостадийность рудообразования и отчетливое телескопирование, а также часто хорошо выраженная вертикальная зональность отложения при ослаблении признаков горизонтальной зональности. Монополией месторождений настоящей ассоциации являются широко известный бананцевый характер руд и многообразие форм отложения золота — от крупных, прекрасно ограниченных кристаллических индивидов и дендритов (Румынские Рудные горы) до субмикроскопического в сульфидах и тонко распыленного в коллоидальных кварцах (Балей, Бая Сприе и др.).

## ВЫВОДЫ

В настоящей главе мы стремились отразить главнейшие отличия геологических условий формирования разных ассоциаций элементов в золотых рудах. Руды разного состава могут возникать на определенных этапах эволюционного развития золотоносной провинции и обнаруживают преимущественную принадлежность к тем или иным геотектоническим структурам: эвгеосинклиналям, многогеосинклиналям, платформам. По распространенности и значимости намечающиеся ассоциации элементов неравноценны, но каждая из них охватывает вполне определенную область в координатах  $C_c/C_v$  и  $d_i$ , что характеризует состав среды мобилизации рудных компонентов и энергетический уровень этого процесса.

Графическое изображение состава золотых руд вскрывает функциональную зависимость ассоциации образующих их элементов от внутренних свойств атомов и ионов, от их распределения между геохимическими системами и от энергетики процессов. Тем самым раскрывается, пока в наиболее общем виде, геохимический смысл эмпирически устанавливаемой приуроченности определенных по составу месторождений к тем или иным интрузивным комплексам, этапам и эпохам формирования рудных провинций. В нем проступает самая общая черта эволюции и необратимости

развития земной коры и вместе с тем рудных провинций. Первопричиной того и другого является взаимодействие самих по себе необратимых эндо- и экзогенных процессов дифференциации вещества, основным геохимическим результатом которого служит увеличение концентрации в наиболее распространенной песчано-сланцевой составляющей земной коры элементов с  $C_c/C_v > 1$  (см. табл. 11 и рис. 28). Производной можно считать корреляцию состава гранитоидов с составом осадков (Ронов, 1964), а также отмеченную Ю. А. Кузнецовым (1964) общую для всех складчатых областей постепенную смену по мере «созревания» складчатой области основного состава продуктов магматизма начальных этапов развития подвижных зон на все более и более кислый состав последовательно образующихся магматических комплексов.

Результатом необратимого развития и усложнения состава отложений разных структурно-формационных зон является также отмеченное В. А. Кузнецовым (1965) нарастание степени разлущия в проявлениях магматизма «по мере развития и усложнения геотектонической структуры области». Наконец, следствием необратимости, направленности и, что особенно важно, неравномерности или, по В. И. Вернадскому (1965), асимметрии развития отдельных структурно-формационных зон складчатой области, как и в целом земной коры, является усложнение металлогенического облика рудных провинций в ходе их полициклического развития. Для золоторудных месторождений оно заключается в постепенном вовлечении в рудный процесс все большего количества атомов, предварительно сконцентрированных в осадках процессами экзогенной дифференциации. Наряду с зависимостью от уровня экзогенной дифференцированности геосинклинального выполнения в золотоносных зонах на рис. 28 отражены зависящие от фациальности оруденения относительная степень разобщенности рудных концентраций элементов от области их мобилизации (возрастающая в направлении понижения значений  $d_i$ ) и температуры рудообразования.

Приведенные закономерности зависимости состава рудоносности магматических комплексов от состава исходного для магмы субстрата позволяют перейти к рассмотрению некоторых более частных геохимических особенностей связи золотого оруденения с магматизмом.

## **Г л а в а V.**

### **ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Одной из общих черт эндогенных золоторудных месторождений является их связь с магматизмом. В отличие от многих металлов золото развивается в связи с магматическими комплексами различного состава и геологического положения. Известна золотоносность ультраосновных, основных и гранитоидных интрузий, проявляющихся в широком диапазоне фаций на разных этапах геотектонического развития коры и принадлежащих к различным магматическим формациям. Устанавливаемая зависимость золотоносности интрузий и генезиса руд от кларков золота во вмещающих их формациях и выявляемая унаследованность рудными парагенезисами состава вулканогенно-осадочных образований позволяют увидеть генетическую связь золотого оруденения с магматизмом несколько в особом плане. Геохимический смысл ее вскрывается анализом условий происхождения соответствующих комплексов и баланса золота в процессе их становления от момента появления магм до рудоотложения. Особую роль приобретает при этом установление места золотого оруденения в процессе развития магматических комплексов. Проще всего настоящий вопрос, естественно, должен решаться для месторождений, залегающих в ультраосновных и основных породах. Попытаемся проследить общие и специфические черты золотоносности магматических комплексов, образующихся в разных условиях.

#### **ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Концентрация благородных металлов и в большей мере платины и элементов ее группы, чем золота, достигает высоких значений только в дунитах габбро-пироксенит-дунитовой формации. Шлировые выделения хромита в дунитах Нижне-Тагильского массива заключали более 10 г/т благородных металлов, а в отдельных случаях — более 500 г/т (Обручев, 1934).

Золотоносные интрузии габбро-пироксенит-дунитовой формации характеризуются очень пестрым составом. Большую часть их объема составляют габбро. Вместе с диоритами и сиенитами они приурочены к внешним зонам рудоносных массивов и через промежуточные разности постепенно переходят в пироксениты и, наконец, в дуниты, которые образуют овальные тела в центральных частях массивов. Для ультраосновных пород этого типа Ю. А. Кузнецов (1964) считает характерными такие же низкие значения отношений  $\text{FeO}:\text{MgO}$  (критерий Хесса), как и для одноименных пород собственно гипербазитовой формации, что резко отличает их от дифференциатов базальтоидной магмы.

Судить о формах и времени концентрации благородных металлов в дунитах позволяют данные о распределении их в породах и в мономинеральных формациях. Л. В. Разин, В. П. Хвостова и В. А. Новиков (1965) установили явление изоморфного вхождения платиноидов в решетку магнезиальных силикатов и частично ионно-адсорбированную в них примесь платиноидов. Во все более поздних магматических минералах концентрация платиноидов, подобно тому, как устанавливалось нами для золота (Щербаков, Пережогин, 1964), испытывает тенденцию к понижению. Ранние продукты кристаллизации — хромшпинелиды — предпочтительней накапливают платиноиды в периферических относительно холодных частях дунитового ядра и главным образом в форме самостоятельных минералов.

Рассматривая сегрегационные шпилы хромитов в дунитах как продукт дифференциации ультраосновной магмы и кристаллизации ее наиболее тугоплавких соединений, нельзя не обратить внимание на скудный парагенезис металлов в этих рудах. Это хром, магний, платиноиды при малом содержании палладия, золото и отчасти никель, т. е. элементы, частные кларки которых наиболее высоки в метеоритном веществе и в гипербазитах (см. табл. 11, 18). В общем максимум их концентрации в рудах имеет место в наиболее дифференцированных массивах, что согласуется с предположением о дифференциации ультраосновной магмы как об отгонке наиболее подвижных и легкоплавких ее компонентов и обособлении в тугоплавком остатке химически инертных сидерофилов (Виноградов, 1959).

Подобный способ концентрации платиноидов и золота в габбро-гипербазитовых комплексах не единственный. Благородные металлы накапливаются также при резко возросшей роли халькофильных палладия и золота совместно с никелистыми сульфидами и халькопиритом в интрузиях типа Бушвельда и Седбори. По составу, размерам тел и масштабу дифференциации, что для нас особенно важно, эти магматические комплексы платформ сопоставляются Ю. А. Кузнецовым (1964) с габбро-пироксенит-дунитовой формацией подвижных зон. Не случайно, по-видимому, что именно они заключают уникальные месторождения пла-

тиноидов с постоянной примесью тех или иных количеств золота.

Наиболее высокие содержания платиноидов отмечаются совместно с громадными скоплениями никелистого пирротина в расслоенном Бушвельдском массиве. Руды одного из наиболее крупных здесь месторождений приурочены к так называемому рифу Меренского, сложенному пироксенитовыми диаллаг-норитами и более основными пироксенитами. Мощность рифа (или горизонта) Меренского колеблется от 0,80 до 1,50 м. В дифференцированной зоне норитов он простирается на сотни километров, отличаясь удивительно равномерным оруденением. Содержание сульфидов в породе изменяется от 2 до 10%. Они состоят из пирротина, такого же количества пентландита, халькопирита и никельсодержащего пирита. Благородные металлы преобладают в висячем боку рифа. Их содержание в округе Рустенбург на протяжении 1 км интрузии составляет в среднем 10 г/т. От половины до двух третей их общего количества принадлежит платине, остальная доля — палладию и золоту (Molly, 1959; Вагнер, 1932).

Необходимо также отметить тождественность количественного соотношения металлов в рудах и в ультраосновных породах, что хорошо ограждает происхождение рудных концентраций путем дифференциации магматического расплава.

Близким по характеру оруденения является крупный (60·30 км) лополит Седбери. Медно-никелевые с платиноидами и золотом руды приурочены здесь частично к норитам донной части массива. Сульфиды образуют в норите зоны вкрапленных руд, отчасти обособляются сплошными массами в виде краевых залежей и жиллообразных скоплений, проникающих глубоко в подстилающие породы. Руды Седбери содержат в среднем 2,5—3% и более никеля и 1,5—2% и более меди, 50 г/т благородных металлов с преобладанием серебра, платины и примерно равных с платиной концентраций палладия. С платиноидами постоянно ассоциирует переменное количество золота (Coleman, 1924; Collins, 1937; Vates, 1938).

Вопрос о способе отложения руд Седбери дискутируется более полувека и до сих пор не может считаться разрешенным окончательно. Распространено представление о ликвации магматического расплава на силикатный и сульфидный расплавы с приближением последнего по свойствам к гидротермальным растворам (Шахов, 1964).

В сходных по составу рудной минерализации месторождениях Норильска, связанных с дифференцированной интрузией траппов, обращает внимание близость содержаний никеля в недифференцированных пикритовых порфиритах и дифференцированных габбро-долеритах рудоносной интрузии (Годлевский, 1959). При этом в недифференцированных породах весь никель входит в состав

**Средние содержания элементов (в %) в метеоритах и горных породах**

<b>H</b>								
<b>Li</b>	<b>Be</b>	1 2 3 4						
3·10 <sup>-4</sup> 1,5·10 <sup>-3</sup> 6·10 <sup>-3</sup> 4·10 <sup>-3</sup>	3,6·10 <sup>-4</sup> 4·10 <sup>-5</sup> 3·10 <sup>-4</sup> 5,5·10 <sup>-4</sup>							
<b>Na</b>	<b>Mg</b>							
7·10 <sup>-1</sup> 1,94 0,66 2,77	14,0 4,5 1,34 0,56							
<b>K</b>	<b>Ca</b>	<b>Sc</b>	<b>Ti</b>	<b>V</b>	<b>Cr</b>	<b>Mn</b>	<b>Fe</b>	<b>Co</b>
8,5·10 <sup>-2</sup> 8,3·10 <sup>-1</sup> 2,28 3,34	1,40 6,72 2,53 1,58	6·10 <sup>-4</sup> 2,4·10 <sup>-3</sup> 1·10 <sup>-3</sup> 3·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-2</sup> 0,9 0,45 0,23	7·10 <sup>-2</sup> 2·10 <sup>-2</sup> 1,3·10 <sup>-2</sup> 4·10 <sup>-3</sup>	2,5·10 <sup>-1</sup> 2·10 <sup>-2</sup> 1·10 <sup>-2</sup> 2,5·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-1</sup> 2·10 <sup>-1</sup> 6,7·10 <sup>-2</sup> 6·10 <sup>-2</sup>	25,0 8,56 3,33 2,7	8·10 <sup>-2</sup> 4,5·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-3</sup> 5·10 <sup>-4</sup>
<b>Rb</b>	<b>Sr</b>	<b>Y</b>	<b>Zr</b>	<b>Nb</b>	<b>Mo</b>	<b>Tc</b>	<b>Ru</b>	<b>Rh</b>
5·10 <sup>-4</sup> 4,5·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-2</sup>	1·10 <sup>-3</sup> 4,4·10 <sup>-2</sup> 4,5·10 <sup>-2</sup> 3·10 <sup>-3</sup>	8·10 <sup>-5</sup> 2·10 <sup>-3</sup> 3·10 <sup>-3</sup> 3,4·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup> 1·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-2</sup> 2·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-3</sup> 2·10 <sup>-3</sup>	6·10 <sup>-3</sup> 1,4·10 <sup>-4</sup> 2·10 <sup>-4</sup> 1·10 <sup>-4</sup>		1·10 <sup>-4</sup>	1,9·10 <sup>-5</sup>
<b>Cs</b>	<b>Ba</b>	<b>La</b>	<b>Hf</b>	<b>Ta</b>	<b>W</b>	<b>Re</b>	<b>Os</b>	<b>Ir</b>
1·10 <sup>-5</sup> 1·10 <sup>-6</sup> 1,2·10 <sup>-3</sup> 1,5·10 <sup>-4</sup>	6·10 <sup>-4</sup> 3·10 <sup>-2</sup> 8·10 <sup>-2</sup> 8,3·10 <sup>-2</sup>	3·10 <sup>-5</sup> 2,7·10 <sup>-3</sup> 4·10 <sup>-3</sup> 6·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-5</sup> 1·10 <sup>-4</sup> 6·10 <sup>-4</sup> 1·10 <sup>-4</sup>	2·10 <sup>-6</sup> 4,8·10 <sup>-5</sup> 3,5·10 <sup>-4</sup> 3,5·10 <sup>-4</sup>	1,5·10 <sup>-5</sup> 1·10 <sup>-4</sup> 2·10 <sup>-4</sup> 1,5·10 <sup>-4</sup>	8·10 <sup>-8</sup> 7,1·10 <sup>-8</sup> 2·10 <sup>-4</sup> 6,7·10 <sup>-8</sup>	5·10 <sup>-5</sup>	4,8·10 <sup>-5</sup> 6,3·10 <sup>-7</sup>
<b>Er</b>	<b>Ra</b>	<b>Ac</b>	<b>Th</b>	<b>Pa</b>	<b>U</b>			
			4·10 <sup>-6</sup> 3·10 <sup>-4</sup> 1,1·10 <sup>-3</sup> 1,8·10 <sup>-3</sup>		1,5·10 <sup>-6</sup> 5·10 <sup>-8</sup> 3,2·10 <sup>-4</sup> 3,5·10 <sup>-4</sup>			
<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>	<b>Pm</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Gd</b>	<b>Tb</b>	<b>Dj</b>
5·10 <sup>-5</sup> 4,5·10 <sup>-4</sup> 5·10 <sup>-3</sup> 1·10 <sup>-2</sup>	1·10 <sup>-5</sup> 4·10 <sup>-4</sup> 5·10 <sup>-4</sup> 1,2·10 <sup>-3</sup>	6·10 <sup>-5</sup> 4·10 <sup>-4</sup> 2,3·10 <sup>-3</sup> 4,6·10 <sup>-3</sup>		2·10 <sup>-5</sup> 5·10 <sup>-4</sup> 6,5·10 <sup>-4</sup> 9·10 <sup>-4</sup>	8·10 <sup>-6</sup> 1·10 <sup>-4</sup> 1·10 <sup>-4</sup> 1,5·10 <sup>-4</sup>	4·10 <sup>-5</sup> 5·10 <sup>-4</sup> 6,5·10 <sup>-4</sup> 9·10 <sup>-4</sup>	5·10 <sup>-6</sup> 8·10 <sup>-5</sup> 9·10 <sup>-5</sup> 2,5·10 <sup>-4</sup>	3,5·10 <sup>-5</sup> 2·10 <sup>-4</sup> 4,5·10 <sup>-4</sup> 6,7·10 <sup>-4</sup>

\* Для каждого элемента сверху вниз приведены содержания в хондритах, базальтоидах, глинистых сланцах и гранитах.

\*\* Содержания золота приведены по данным настоящей работы.





магнезиального оливина, а в дифференцированных — концентрируется главным образом в сульфидах. Увеличение содержаний благородных металлов в никеленосных сульфидных залежах, по-видимому, может свидетельствовать об их перераспределении из силикатов, где их сингенетичная концентрация вполне для этого достаточна, в сульфидную фазу.

Таким образом, сульфидные руды с платиноидами в габбро-гипербазитовых комплексах имеют принципиально иное происхождение, чем руды в дунитах уральского типа. Их халькофильный характер, явно выраженная эпигенетичность и приуроченность к дифференцированным интрузивам позволяют рассматривать их не только как продукт ликвации расплава, но, вероятно, и как результат преобразования уже раскристаллизовавшихся пород под воздействием газовой-жидкой фазы.

Чем же ограничен круг элементов, концентрирующихся в связи с названным комплексом? Если учесть исключительную приуроченность рудных месторождений к габброидам, лишь в той или иной мере дифференцированным, то нетрудно допустить, что главным условием такой связи является способность элемента обособляться в достаточной мере при дифференциации основной магмы. Естественно ожидать при этом существенное понижение его содержания в конечных дифференциатах. Действительно, состав конечных продуктов магматического процесса по сравнению с недифференцированными разностями обычно становится более кислым и обедняется присущими базальтоидам элементами-примесями (Гоньшакова, 1961; Масайтис, 1958; Wager, Mitchell, 1951). Поэтому количество элементов, месторождения которых образуются в связи с основными магмами, должно быть ограничено теми, концентрация которых в теоретически наиболее вероятных, крайних кислых их дифференциатах ниже, чем в недифференцированных основных породах. Это положение подтверждается данными рис. 3. Месторождения металлов с отношениями  $C_s/C_v > 1$  для базальтоидов не характерны. Исключение составляет свинец. Объяснить это исключение поможет изучение геохимии этого элемента.

В составе начальных высокотемпературных возгонов базальтовых лав С. И. Набоко (1959) отмечает довольно большие количества Li, Be, Te, Sn и некоторых других элементов с отношениями  $C_v/C_v$  и  $C_s/C_v > 1$ , что очень важно. Хотя месторождений в связи с основными магмами эти элементы практически не образуют, можно встретиться с мнением о систематически абсолютном накоплении их в поздних продуктах кристаллизации магмы. Это мнение возникло на основании фактов более высокого содержания указанных элементов в гранитоидах и предпочтительной их концентрации в лейкократовых дифференциатах базальтоидов. Первое обстоятельство объяснимо происхождением гранитных магм за счет сланцевых формаций, концентрирующих эти элементы,

второе — отчасти захватом кислого материала из вмещающих пород, отчасти относительным их накоплением к концу кристаллизации в минералах-концентраторах магмы.

Механизм образования золоторудных или, вернее, золотосодержащих месторождений магматического типа, возникающих в габбро-гипербазитовых комплексах, можно рассматривать как результат перераспределения металлов в «корневой» зоне гидродинамической системы «термофлюидов», которая почти лишена «стволовой» части (Поспелов, 1962<sub>1,2</sub>, 1963). Этот процесс Г. Л. Поспелов (1963) характеризует как массообмен в пределах интрузива, обогащенного рассеянными остаточными флюидами, которые стягиваются в позднемагматический этап, образуя подвешенные горизонты оруденелых пород и лишь в малой степени выходя кое-где за пределы интрузива.

### ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Выше нами отмечалась установленная в ряде районов приуроченность сопровождаемых золотым оруденением гранитоидных массивов к формациям с повышенным кларком золота. В Алтае-Саянской складчатой области такими формациями являются главным образом вулканогенно-сланцевые отложения кембрия и частично девона, на Чукотке — граувакковые толщи нижнего триаса и т. д. Попробуем теперь проследить, какими же специфическими чертами строения и состава наделены в тех или иных регионах золотоносные гранитоидные массивы. Чем и почему они отличаются от незолотоносных? Насколько эти отличия имеют общий характер и в какой мере они объясняют происхождение самих гранитоидных массивов и сущность связи с ними золотого оруденения?

Можно назвать отличия формационные, петрографические, минералогические, тектонические, общегеологические, но суть и обусловленность их всех одна и та же.

Сопутствуемые золотым оруденением гранитоидные массивы Алтае-Саянской складчатой области имеют в подавляющем большинстве случаев более умереннокислый состав слагающих их пород, чем массивы незолотоносные. Залегая преимущественно среди вулканогенно-сланцевых отложений определенно повышенной основности и железистости, они сопровождаются иногда довольно обширными ореолами основных и среднеосновных гибридов, которые почти или полностью отсутствуют в массивах, расположенных в миогеосинклинальных зонах среди флишовой-сланцевых отложений, и, как правило, золотоносностью не сопровождаемых.

Как отражение этих общих особенностей необходимо упомянуть отмечавшееся А. Я. Булыльниковым (1933—1935, 1938, 1948) преобладание в золотоносных гранитоидах плагиоклазов над

калиевыми полевыми шпатами и, следовательно, натрия над калием, что ведет к образованию трондjemитов, тоналитов и адамеллитов. Натровый характер золотоносных магматических комплексов в различных регионах отмечался А. Е. Ферсманом (1953). Наряду с приуроченностью многих золотых месторождений к диоритам и гранодиоритам предпочтительность золотого оруденения в ассоциации с богатыми натрием породами, в частности с альбитовым монцонитом, кварцевым диоритом, натровым гранитом, распространенными особенно в краевых фациях штоков и батолитов, описал А. Ф. Баддингтон (1937) для Юго-Восточной Аляски, Британской Колумбии, Калифорнии и других районов.

Характерными петрографическими признаками золотоносных интрузий в Алтае-Саянской складчатой области А. Я. Булытников (1947) называет, кроме того, преобладание в породах амфибола над биотитом и авгитом, обилие титановых минералов даже в кислых разностях пород, присутствие гранофириковых сростков, наличие монцонитов и исключительное множество даек. Не менее важное и общее значение имеет подчеркнутая Т. М. Дембо (1948, 1952) ясная зависимость состава многих золотоносных интрузий в Мариинской тайге от состава вмещающих их пород. К этому остается добавить нередко заметно повышенную концентрацию в породах золотоносных интрузий тех или иных элементов-примесей, накапливающихся в базальтоидах более, чем в гранитоидах и глинистых сланцах, т. е. элементов с отношением  $C_c/C_v < 1$ .

В породах незолотоносных интрузий, как правило, наблюдается обратная картина. Помимо золота, золотоносные магматические комплексы Рудного Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян и других районов нередко сопровождаются магнетитовым, медным, медно-колчеданным и полиметаллическим оруденением, иными словами, эпигенетической концентрацией металлов с отношением  $C_c/C_v < 1$  в противоположность незолотоносным гранитоидным комплексам с характерным для них «редкометальным» профилем, или по существу с преобладанием в их рудном сопровождении элементов с  $C_c/C_v > 1$  — вольфрама, олова и др. Представителями этой группы можно считать широко распространенные и известные на Алтае гранитоиды калбинского типа, в Западных Саянах — залегающие в ордовикском флише граниты Джойского и Большепожского комплексов (Казаков, 1961).

Сложность строения и многофазность формирования золотоносных гранитоидных массивов заслуживают специального рассмотрения, поскольку эти граниты существенно отличаются от незолотоносных комплексов более широким диапазоном петрографического состава пород, принадлежащих к разным фазам. В известной мере это обстоятельство наряду со всеми отмеченными выше признаками золотоносных гранитоидов может быть объяснено унаследованием ими состава вмещающих формаций повышенной основности с некоторой последующей дифференциа-

цией и пульсационной кристаллизацией возникшей магмы (Шахов, 1961). Большая часть золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области относится к «пестрой» батолитовой и габбро-плагиогранитной магматическим формациям. Согласно Ю. А. Кузнецову (1963, 1964), эти формации образовались на месте путем «магматического замещения» вмещающих их вулканогенно-сланцево-карбонатных и граувакковых отложений.

Типично золотоносным, по мнению многих исследователей Кузнецкого Алатау, считается Мартайгинский нижнепалеозойский гранитоидный комплекс (Булынников, 1948; Дембо, 1948, 1952, 1958; Додин, 1948; Монич, 1937, 1938; Никитин, 1940; Пинус, 1958). Детальное изучение ряда массивов этого комплекса привело А. Н. Дистанову (1963, 1965) к выводу о происхождении их на месте за счет вулканогенно-сланцевых толщ существенно среднего, местами среднеосновного состава. Последовательность геологических событий при этом представляется на примере Кожуховского массива следующей. Изменения вмещающей средней по составу и до этого регионально метаморфизованной исходной толщи пород начинаются с образования роговиков и последующей их амфиболизации, что А. Н. Дистанова (1965) характеризует как проявление железо-магнезиального метасоматоза, на который местами накладывается и натровый метасоматоз. Далее происходит собирательная перекристаллизация амфиболизированных пород с возникновением более крупнозернистых амфиболитов, и, наконец, расплавление.

А. Н. Дистанова (1965) обращает внимание на близость составов наиболее «метасоматически» подготовленных исходных пород и образующихся за их счет «гибридных магматических» диоритов. Вслед за Д. С. Коржинским (1952, 1955) и Ю. А. Кузнецовым (1963, 1964) она квалифицирует этот процесс как постепенное и непрерывное перерастание метасоматоза в расплавление. В противоположность Т. М. Дембо (1958), считавшему, что возникновение в данном случае диоритовой магмы происходит без существенного привноса вещества, помимо летучих компонентов, А. Н. Дистанова говорит о постоянном привносе щелочей и кремнезема и предшествующем ему выносе магния, железа и отчасти кальция, в результате чего в конечном счете происходит омогонизация расплава и кристаллизация из него жильных гранитов.

Концентрически зональное строение Кожуховского и других гранитоидных массивов Мартайгинского комплекса А. Н. Дистанова (1965) объясняет также последовательной сменой от периферии к центру продуктов перекристаллизации, метасоматоза и переплавления исходных пород при унаследованности наиболее существенных черт их химического состава. Породы повышенной щелочности (до кварцевых сиенито-диоритов) наблюдаются в непосредственной близости от карбонатных толщ. Среди основных эффузивов близ Бериккульского месторождения развиваются

мюнциониты. Добавим, что по мере увеличения в составе вмещающих формаций песчано-сланцевых пород, в общем заметно более кислой становится большая часть пород «главной фазы».

Выводы А. Н. Дистановой (1965) о формировании гранитоидных массивов Мартайгинского комплекса на месте их залегания и об отсутствии при этом отмечавшихся ранее ряда последовательных фаз внедрения, на наш взгляд, хорошо аргументированы и справедливы. И тем не менее существуют факты, свидетельствующие о несколько более сложной истории становления характеризаемых массивов, в частности отчетливо секущие границы гранитов внутренних зон массивов по отношению к гранитоидам и гибридным породам их периферии. Именно эти пересечения приводили многих исследователей (Гореванов, 1934; Усов, 1933, 1936; Никитин, 1940; Корель, Кузнецова, 1961, и др.) к представлениям о многофазных и разновременных инъекциях магмы с глубин. И если, как совершенно верно подмечено А. Н. Дистановой, при этом повсеместно отсутствуют зоны закалки на контактах «секущих» гранитов, признаки процессов ассимиляции и (добавим со своей стороны) метаморфизма ранних образований поздними, то сам факт весьма нередких упомянутых выше пересечений все же нуждается в объяснении. Не может он быть отнесен и за счет внедрения более молодых штоков и даек, реально существующих, но имеющих ограниченные масштабы и специфические признаки. Поскольку зональность в пределах массивов наблюдается не только в размещении пород метаморфического и метасоматического происхождения, но и в размещении пород, магматическое (т. е. путем кристаллизации расплава) происхождение которых ни у кого не вызывает сомнений, постольку для объяснения подобной зональности требуется анализ условий существования и кристаллизации расплава. Интерес к подобного рода зональности увеличивается закономерным расположением относительно обособленных зон золотого оруденения.

Батолитовые гранитоидные массивы зонального строения многочисленны в различных районах Западной Сибири. К ним принадлежат Порожинский и Ортонский массивы в Горной Шории, Дудетский, Ольгинский в Мартагге и ряд других.

*Порожинский массив* залегает в пределах Ташелгинско-Кондомской зоны смятия и «согласным» с нею расположением обнаруживает генетическую связь с одним из этапов формирования структуры, первоначально, по-видимому, пликтивной. Вмещающие массив кембрийские вулканогенно-сланцевые отложения находятся в стадии зеленокаменного преобразования, интенсивно рассланцованы вдоль длинной оси батолита, а в контактовом ореоле превращены в амфиболовые и амфибол-плагиоклазовые роговики. Последние содержат реликты рассланцованных основных эффузивов и других пород. По мере приближения к контакту массива появляются линзы амфиболитов, частично крупнозернистых

за счет перекристаллизации, аналогичные описанным А. Н. Дистановой (1965). В области экзоконтакта, кроме амфиболитов, среди роговиков отмечаются плагиоклазовые жилки, гнезда и участки фельдшпатизации. Контактные зоны формировались в условиях возрастающих температур, что привело к селективному разложению вещества роговиков с первоочередным выносом их плагиоклазовой составляющей и с локальным пересотложением ее близ контакта. Именно этот процесс Д. С. Коржинским (1952, 1955), Ю. А. Кузнецовым (1964) и многими петрографами описывается как предшествующий расплавлению метасоматоз.

Продукты кристаллизации зарождающегося магматического расплава в виде гнезд и жилок среди роговиков в обрамлении крупнокристаллических амфиболовых и амфибол-биотитовых оторочек, постепенно занимая все больший объем, переходят в «гибридную» зону эндоконтакта. В краевых частях батолита преобладают диориты и особенно гранодиориты, содержащие до 35% олигоклаза, до 25% микроклина, около 20% кварца, 10% биотита и 5% роговой обманки. Между диоритами, гранодиоритами, иногда граносиенитами и даже гранитами периферической зоны существуют постепенные переходы. В западном эндоконтакте массива, где он граничит с основными породами «рамы», большая роль принадлежит диоритам с переходами к гибридным габбро-диоритам. Признаки гибридизма пород эндоконтакта заключаются в крайней неравномерности и непостоянстве их состава, отклонениях его от эвтектического. Многочисленные ксенолиты нередко сохраняют ориентировку вмещающих пород.

Большую часть Порожинского массива составляют роговообманково-биотитовые, среднезернистые, серые и розовые микроклиновые граниты. Они содержат до 45% микроклина, до 35% кварца, 10—15% олигоклаза, 5—7% биотита и единичные зерна роговой обманки и ромбического пироксена; акцессорные — сфен, апатит. Центральная часть массива сложена равномернозернистыми и лейкократовыми гранитами. Здесь характерно почти полное отсутствие столь распространенных в эндоконтактах структур течения и кристаллизационной сланцеватости. Границы пород центральной и периферической частей в условиях плохой обнаженности непосредственно наблюдать не удается, но в крупноглыбовых свалах можно нередко видеть пересечения жилами светлых равномернозернистых гранитов, меланократовых гранитов и гранодиоритов периферической зоны. Кварцевые жилы с низким содержанием золота известны только в периферической части массива среди пород гибридной зоны.

Наиболее поздними в пределах массива являются пегматоидные граниты, аплиты и пегматиты, жилы которых секут главным образом поздние лейкократовые граниты центральной зоны и частично внедряются в породы периферической зоны. Их соотношение с золотоносными жилами неясно.

К западу от Порожинского расположен крупный, сопровождаемый более интенсивным золотым оруденением, *Ортонский массив*. В его составе и строении много общих черт с Порожинским массивом. Внутреннюю зону Ортонского плутона составляют крупнозернистые розовые микроклиновые граниты с аплитовыми и пегматитовыми жилами. Состав гранитов здесь сходен с составом центральной зоны пегматоидных гранитов Порожинского массива. Как отмечал В. К. Монич (1938), к этому же типу принадлежат породы северной части Порожинского массива, непосредственно нами не изучавшейся.

Внешняя зона Ортонского массива сложена более разнообразными по составу породами с постепенными переходами от гранитов к гранодиоритам, граносиенитам, кварцевым диоритам и диоритам. Более основные породы эндоконтактных частей массива имеют, вероятно, гибридное происхождение. В северо-западной и южной контактных частях Ортонского массива отмечается развитие гнейсовидных текстур, обусловленных протоклазом и ориентированных в направлении контактов массива. Местами наблюдается наложенная на породы милонитизация.

Взаимоотношение гранитоидов внутренней и внешней зон расшифровывается просто. На склонах горы Соболиньки, в контакте обеих разновидностей гранитов отчетливо фиксируется проникновение апофиз розовых микроклиновых гранитов в серые среднезернистые граниты. Кроме того, многочисленные угловатые обломки серых гранитов отмечаются в виде ксенолитов среди розовых микроклиновых гранитов. Этих фактов достаточно для установления относительно более молодого возраста гранитов внутренней зоны. Отсутствие метаморфизма ранних гранитов поздними наряду с их зональным расположением позволяет предположить в Ортонском массиве две последовательные стадии кристаллизации образующих его разновидностей.

Золотое оруденение развито в экзоконтакте массива и в пределах пород первой стадии кристаллизации. Подобным образом объясняется и зональность Порожинского массива. Первой стадии кристаллизации там отвечают микроклиновые граниты, гранодиориты, граносиениты, а второй — пегматоидные граниты, гранит-аплиты и др.

Более мелкие массивы гранитоидов (*Федоровский, Асырский, Мрасский* и др.) часто не имеют зонального строения, и слагающие их породы по своему составу более всего напоминают породы внешних зон Ортонского и Порожинского массивов.

Попутно отметим характерное проявление золотоносности в связи с теми из упомянутых массивов, которые имеют более ясно выраженный натровый характер и отличаются повышенной основностью слагающих их пород, особенно в периферической зоне. По мере возрастания в составе вмещающих толщ песчано-сланцевых пород (любой степени метаморфизма) намечается приоб

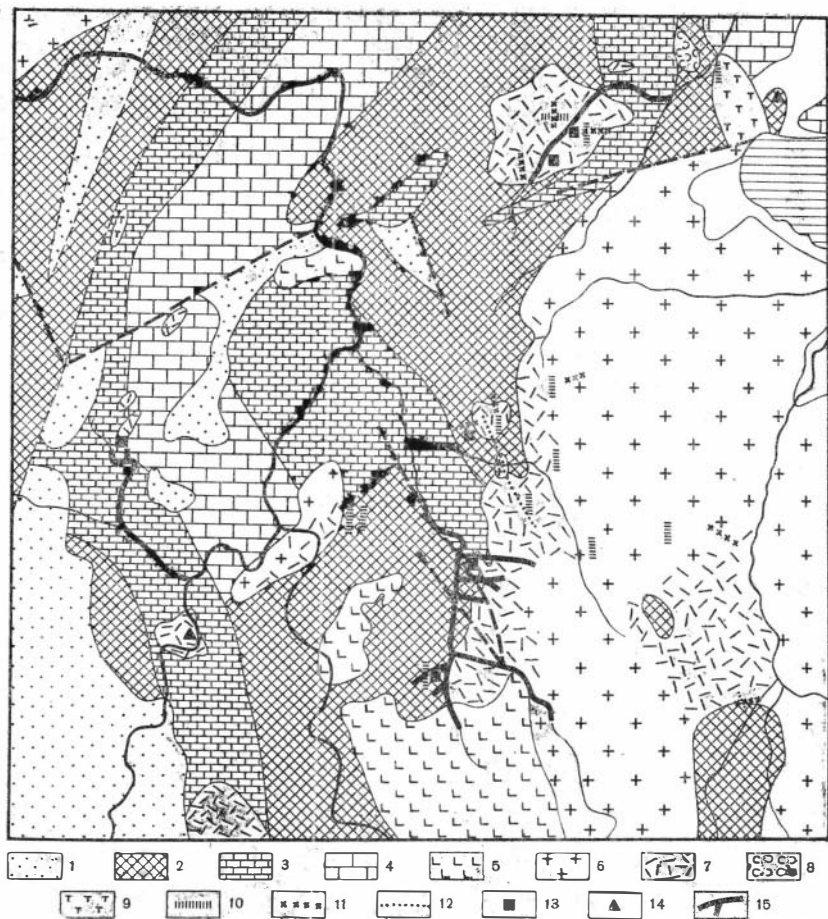


Рис. 29. Схема строения северо-восточной части Дудетского массива (по данным Западно-Сибирского геологического управления)

1 — вулканогенно-сланцевая, тельбесская серия ( $D_{1-2}$ ); 2 — порфиры ( $Cm_2$ ); 3 — карбонатные отложения ( $Cm_1$ ); 4 — карбонатные отложения ( $Cm_1 - Sn$ ); 5 — щелочные и нефелиновые сиениты ( $D$ ); 6 — гранитоиды ( $O_{1-2}$ ); 7 — гибридные габброиды, монзониты и др. ( $O$ ); 8 — серпентиниты ( $Cm_2$ ); 9 — авгитовые диориты ( $Cm_1$ ); 10 — дайки протеробазов, долеритов, лабрадоровых порфиритов; 11 — дайки аплитов, перматитов, гранит-аплитов; 12 — дайки сельсбергитов; 13 — коренные месторождения золота; 14 — рудопрооявления золота; 15 — россыпи золота

ретенение гранитами повышенной калиеносности и редкометалльно-го характера.

Одним из наиболее крупных в Мартайге является также обнаруживающий черты гетерогенной зональности Дудетский гранитоидный массив. Довольно высокая золотоносность отмечается в его западной экзоконтактовой зоне; но поскольку в пределы



массива она почти не проникает, это вызывает у некоторых исследователей сомнение о связи золотоносности с массивом.

*Дудетский массив* расположен среди вулканогенно-сланцевой толщи среднего кембрия, в составе которой преобладают диабазы (рис. 29). Большая часть массива сложена среднезернистыми гранодиоритами. С приближением к контакту они постепенно сменяются гибридными породами монцонитового, сиенито-диоритового и габбро-диоритового составов. В краевой фации нередко встречается габбро. Соотношение гибридных пород с роговиками экзоконтакта в общих чертах тождественно соотношению, отмечаемому для упомянутых массивов. Некоторая специфичность заключается в более основном составе вмещающей толщи и потому почти полном отсутствии в эндоконтактах массива пород более кислых, чем диориты.

Другой особенностью массива является развитие вдоль его западного контакта сравнительно мелких сателлитов — Бериккульского, Комсомольского и других «штоков», с которыми тесно связано золотое оруденение. Существенно диоритовый и монцонитовый составы этих штоков и характер их соотношения с вмещающими породами аналогичны таковым периферических зон Дудетского плутона. Кроме переменного состава пород, для краевой зоны массива и его сателлитов характерны резкая и частая изменчивость зернистости пород и появление структур течения. В экзоконтактах с массивом и «сателлитами» превращенные в амфиболовые роговики диабазовые порфиристы обнаруживают часто локальную перекристаллизацию, сопровождаемую «очищением» пород от щелочей и кальция. Вдоль множества трещин в роговиках проявляются фельдшпатизация, перекристаллизация амфиболов, появление мелких гнезд габбрового и диоритового составов. По трещинам в порфиристы от этих гнезд наблюдаются инъекции мелких жилок. В крупных гнездах прослеживается постепенный переход к породам нормального интрузивного облика.

Кроме многочисленных и выразительных проявлений метаморфической зональности в периферической зоне массива, в данном случае важно отметить распространенность в его контурах небольшого количества гранитов, гранит-аплитов и граносиенитов, образующих секущие контакты с гранодиоритами «главной фазы» и гибридными разностями пород, нигде их не метаморфизующих.

Если гранитоиды Дудетского массива и приконтактовые гибридные разности пород, как правило, не образующие сколь угодно закономерных взаимных пересечений и, вероятней всего, синхронных по времени кристаллизации, отнести к первой фазе становления массива, то отчетливо секущие их тела гранитов, гранодиоритов и граносиенитов можно считать продуктами второй фазы кристаллизации.

Золоторудные кварцевые жилы Комсомольского месторождения залегают в самом диорит-монцитонитовом штоке, принадлежащем к первой фазе кристаллизации, а на Берикульском месторождении — во вмещающих штоки порфиритах и, проникая в диориты, быстро выклиниваются. Взаимоотношения жил и даек на месторождениях таковы: жилы секут дайки диоритов, габбро-диоритов и микродиоритов, являющихся апофизами среднеосновных гибридных пород первой фазы. Особое положение в структурах рудных полей принадлежит аплитам, иногда гранит-аплитам, которые в большинстве случаев на Берикульском и Комсомольском месторождениях секут гравиты, а сами предшествуют оруденению или являются внутрирудными и обычно следуют общим с рудными жилами структурам. Некоторые жилы даже проходят вдоль контактов аплитовых даек, заражая их своей минерализацией.

Аналогичную картину взаимоотношений жил и аплитов можно видеть и на Центральном месторождении (жила Успенская и др.), расположенном в крупном интрузивном массиве, и на Натальевском месторождении, находящемся в приконтактной части мелких габбровых штоков на удалении 10 км от крупных массивов, где руды накладываются на аплиты и сиенит-аплиты. Наконец, отчетливо пострудными на Берикульском, Комсомольском, Натальевском, Центральном и многих других месторождениях Кузнецкого Алатау являются дайки диабазов, иногда лабрадоровых порфиритов с переходами к титан-авгитовым долеритам. С этими дайками связывают на Берикуле жилки карбонатов с арсенидами никеля и золотом.

Обращает на себя внимание нередко локальная связь с гранитоидными массивами пострудных основных даек, которые, возможно, могут представлять дайковую фацию наиболее поздней порции плавления пород основного состава, не претерпевшей дифференциации и завершающей интрузивный процесс.

Представление о возрастном соотношении Дудетского массива и сопровождающих его штоков подкрепляется данными определения их абсолютного возраста (табл. 19).

Биотиты из пород, показавших более древний возраст, характеризуются, согласно наблюдениям Л. В. Алабина, потерей калия в результате метаморфизма. Итак, возраст большей части пород исследованных массивов можно считать средне-верхнеордовикским. Выделить по данным анализа самостоятельные возрастные группы пород пока не представляется возможным.

Изотопный состав рудных свинцов из золотоносных жил региона также свидетельствует о нижнепалеозойском возрасте Берикульского, Комсомольского и Центрального месторождений. Теми же данными определяется верхняя возрастная граница дорудных и прерудных гранитов, граносиенитов и гранит-аплитов, относимых нами ко второй фазе кристаллизации рассматриваемого комплекса (см. табл. 17, стр. 146).

Абсолютный возраст пород Мартайгинского комплекса по данным калий-аргонового метода

Место взятия пробы	Порода	Возраст, млн. лет	Место определения
Урюпинский массив	Гранит	381	ЗСГУ
		377	ВСЕГЕИ
Тулуюльский »	Нефелиновый сиенит	387	ЗСГУ
Комсомольский »	Габбро-норит	399	ИГиГ
Берикульский »	Сиенит	425	ИГиГ
Берикульский »	Габбро	454	ВСЕГЕИ
Дудетский »	Плагиигранит	430	ЗСГУ
Дудетский »	Сиенит	480	ИГиГ
Дайка в устье р. Бери-кульчик	Диорит-порфирит	439	ИГиГ

Все изложенное позволяет признать генетическую близость Комсомольского и Берикульского штоков и краевых частей Дудетского массива и связывать золотое оруденение с летучими, отделившимися при кристаллизации глубоких частей массива, с которыми также связаны аплитовые и родственные им дайки. «Безрудность» центральной зоны массива и приуроченность золотого оруденения к его краевым частям (Новый Берикуль) или к мелким сателлитам, по-видимому, объяснимы их большей охлажденностью к моменту кристаллизации гранитов второй фазы.

В различных районах Кузнецкого Алатау можно наблюдать сходные с описанными условия связи золотого оруденения с интрузиями. Размещаясь в пределах крупных массивов, рудные жилы подобно Варваринским, Бурлевским, Ортонским, Коусским и многим другим в большинстве случаев не выходят за пределы зоны ранних гибридных пород. Для Мартайги Т. М. Дембо (1952, 1958) отмечал, что в крупных массивах золотоносные жилы обычно не встречаются далее 2 км от контактов; как правило, они находятся значительно ближе к контакту. Еще чаще и как бы предпочтительней золотая минерализация развивается в связи с мелкими интрузивными телами. Состав этих тел близок составу основных, среднеосновных или сиенитовых оторочек батолитов, вдоль которых они прослеживаются (бассейны Заслонки, Б. Таза, Кичей, Федоровки, Тебы и др.).

Не представляет исключения многофазный характер большинства гранитоидных массивов другой рассматриваемой нами золотоносной провинции — Западной Чукотки. Многофазность формирования многих плутонов отмечалась здесь неоднократно. Их грубозональное сложение с умереннокислым до диоритового

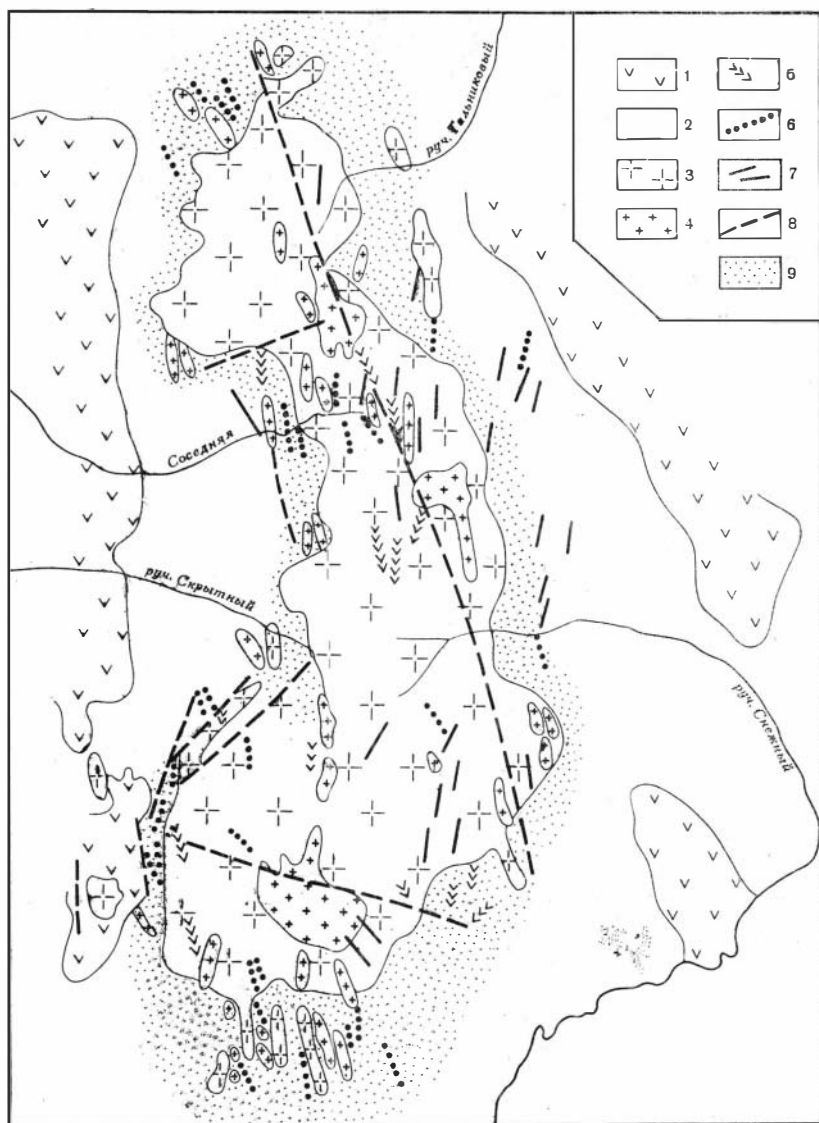


Рис. 30. Схема строения Палайского гранитоидного массива [по И. А. За-  
гзузиной (1963) с изменениями]

1 — андезиты, липариты и их туфы ( $Cr_1$ ); 2 — песчано-сланцевая толща ( $T_3$ );  
3 — порфировидные гранодиориты и граниты первой фазы; 4 — лейкократовые гра-  
ниты второй фазы; 5 — дайки гравит-порфиров и аплитов; 6 — дайки гранодио-  
рит-порфиров и лампрофиров; 7 — дайки липаритов, кварцевых порфиров и анде-  
зито-базальтов ( $Cr_2 - Pg$ ); 8 — дизъюнктивы; 9 — роговики и узловатые сланцы

составом внешних зон и все более кислым составом центральных обычно обуславливало применение здесь концепции образования массивов путем последовательных внедрений все более дифференцированной и кислой магмы из общего очага, расположенного на какой-то глубине (Лугов, 1959, 1962). Промежуток времени между отдельными инъекциями оценивали десятками миллионов лет. Оруденение при этом генетически связывалось с какой-либо определенной по времени интрузивной фазой. В подтверждение интрузивной концепции образования фаз приводится секущий характер границ между ними и метаморфизм пород ранних фаз в контакте с более поздними (Загзузина, 1962). Примерно по такой общей схеме решалась проблема многофазных гранитоидов Западной Чукотки.

*Палынский гранодиоритовый массив* детально изучался А. С. Мамаевым и И. А. Загзузиной (1926, 1963), позже — нами (Щербаков, Пережогин, 1966). В форме широкого кривого ножа (по-чукотски палы-«нож») он протянулся с севера на юг, занимая площадь около 170 км<sup>2</sup> (рис. 30). В обоих направлениях массив, судя по широким ореолам роговиков, спокойно погружается под толщи верхнего триаса. В средней части массива пояс роговиков местами выклинивается, здесь часто фиксируются тектонические границы с вмещающими породами и интрузия постепенно приобретает как бы трещинный характер.

Большая часть массива сложена биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами с многочисленными переходами к меланократовым биотитовым гранит-порфирам, адамеллитам, бонатитам, тоналитам и кварцевым диоритам. Реже встречаются меланократовые граносиениты. Наиболее распространены кварцевые диориты и переходные к ним породы в эндоконтактах северной и южной оконечностей массива. Здесь же И. А. Загзузиной (1963) отмечены монцониты. В центральной части состав массива более однообразный, существенно гранодиоритовый. Порфировые выделения зонарных плагиоклазов в породах достигают 15—25 мм в длину. В центральной части массива, где интрузия имеет трещинный характер, величина и густота порфировых выделений примерно одинаковы близ контактов и на некотором удалении от них. В южной и северной оконечностях массива удастся наблюдать определенное уменьшение размеров и количества порфировых выделений по мере удаления от периферии массива к центру. Это обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о более спокойной и продолжительной кристаллизации магмы, протекавшей с изменением концентрации в расплаве летучих компонентов.

По единодушному мнению всех геологов, изучавших массив, описанные породы образуют первую фазу интрузива. Ее дайковая фация представлена гранодиорит-порфирами и диорит-порфиритами. Апофизы и дайки первой фазы наиболее распростра-

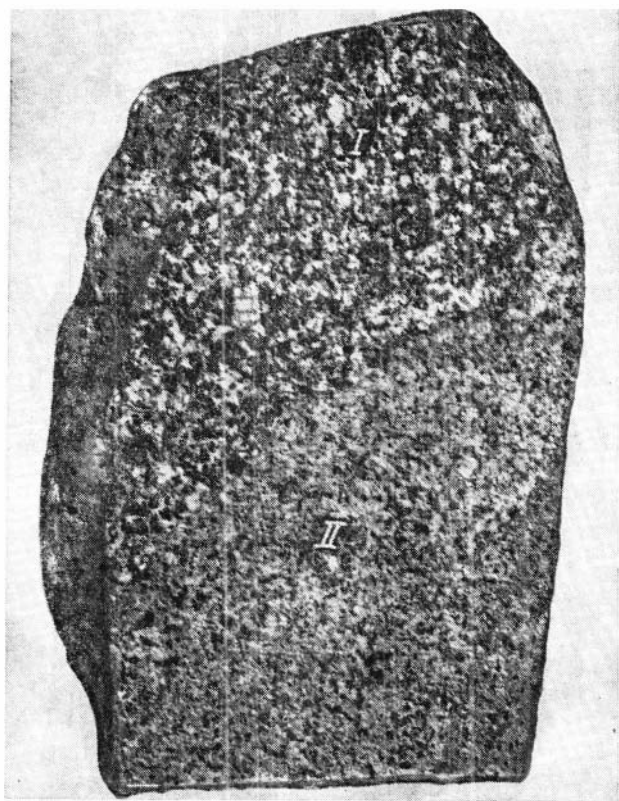


Рис. 31. Граница гранодиоритов первой фазы (I) с мелкозернистыми гранитами второй фазы кристаллизации (II) Палянского массива (натур. вел.)

нены в экзоконтактах, особенно южной и северной частей массива. Ко второй его фазе относятся лейкократовые мелкозернистые граниты без порфировых выделений и биотитовые граниты, слагающие несколько крупных полей в его южной и северо-восточной частях. Граница между породами обеих фаз резкая, без каких бы то ни было признаков метаморфизма одних другими (рис. 31). От поля мелкозернистых гранитов в крупнозернистые порфировидные граниты отходит большое количество апофиз, прослеживаемых по элювиальным крупноглыбовым свалам на десятки и сотни метров. Одинаковые со структурами гранитов второй фазы структуры пород в приустьевой части апофиз по мере удаления от устья сменяются более мелкозернистыми. Из состава пород апофиз постепенно, но почти полностью исчезает биотит,

отмечается сперва едва заметная, затем все более ясно выраженная зона закалки и появляются в их приконтактных частях сначала одиночные, затем многочисленные участки, сложенные аплитом и микропегматитом. В контактах крупных полей лейкократовых гранитов с порфировидными зоны закалки в породах второй фазы не наблюдаются, что может свидетельствовать о том, что к моменту кристаллизации второй фазы физико-химическая обстановка существенно не изменилась и порфировидные граниты были еще горячими. Подобное соотношение гранитоидов обеих фаз, на наш взгляд, лучше объяснимо предположением о пульсационной кристаллизации массива, чем более поздней интрузией лейкократовых гранитов.

Вдоль зоны разломов, пересекающей массив в северо-западном направлении, породы его обеих фаз пронизаны многочисленными дайками липаритов, кварцевых порфиров и андезито-базальтов, верхнемеловые или палеогеновые покровы которых сохранились на размытой поверхности норийских отложений в нескольких километрах от Палянского массива.

Кварцевые жилы с золотом и сульфидами известны только среди пород первой фазы кристаллизации массива.

*Певекский* (Валькумейский) многофазный *гранитный массив*, изучавшийся многими геологами, наиболее систематически и полно описан Б. Л. Флеровым и И. Е. Дворак (1958). Он расположен в южной части Певекского полуострова, на восточном побережье Чаунской губы. Площадь массива порядка 35 км<sup>2</sup> при изометричной форме и грубозональном строении. Массив залегает среди песчано-сланцевого комплекса пород валанжина. Большая его часть сложена среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. В краевой полосе массива шириной до 100—300 м распространены крупнозернистые и резкопорфировидные адалелиты и гранодиориты с постепенными переходами между ними (рис. 32). Зонарные плагиоклазы вкрапленников имеют величину до 10 см.

Изучение соотношения гранодиоритов и гранитов позволило обнаружить в нескольких местах резкие контакты между ними и внедрение в этом случае мелких апофиз порфировидных гранитов в адалелиты. Местами область контакта между этими породами менее резкая и занимает только около 1 см (рис. 33). Еще чаще граница настолько расплывчата, что наблюдать ее не удается, и в этом случае можно лишь говорить о постепенном переходе. Столь разнообразный характер границ при наличии участков довольно резкого контакта, знаменующего перерыв в кристаллизации, о чем свидетельствует также наблюдаемая в северной части Валькумейского рудного поля апофиза порфировидных гранитов, позволяет говорить о последовательном характере кристаллизации приконтактной части массива при крайне ограниченном перемещении магмы. Неустойчивость резкого контакта

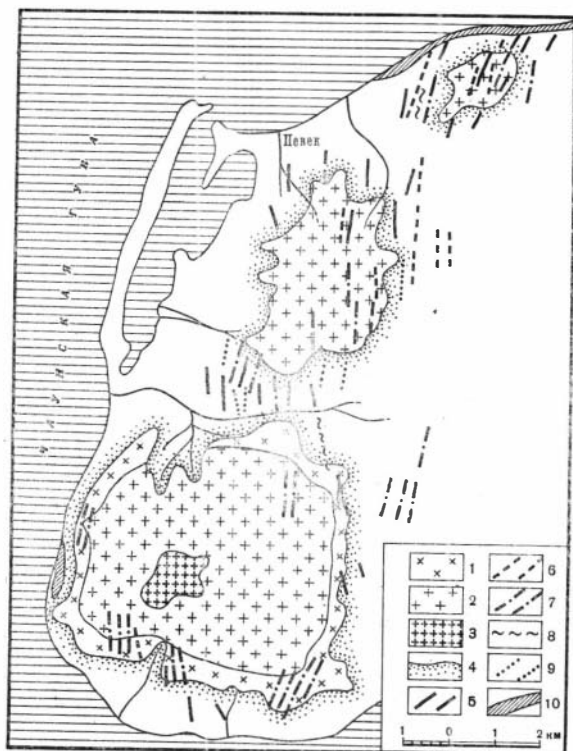


Рис. 32. Схема строения Певекского гранитоидного массива [по И. А. Загзузиной (1963)]

1 — гранодиориты, граносиениты, адамеллиты первой фазы; 2 — граниты биотитовые, порфировидные и граносиениты второй фазы; 3 — лейкократовые граниты и гранит-аплиты третьей фазы; 4 — границы между фазами; 5 — кварцевые жилы; 6 — дайки лампрофиров; 7 — дизъюнктивы; 8 — зоны расщелачивания; 9 — роговики; 10 — зоны вкрапленно-штокверковой минерализации

и смена его по простираению постепенным переходом между адамеллитами и гранитами наводят на мысль о весьма кратковременном и, возможно, несовместном перерыве кристаллизации.

В центральной части массива, на горе Певек, выходят мелкозернистые лейкократовые биотитовые граниты, относимые обычно к более молодой интрузии. Отсутствие, как и в Палянском массиве, зоны закалки в лейкократовых и метаморфизма в порфировидных гранитах не позволяет согласиться и в этом случае с интрузивной концепцией многофазности массива. Зона закалки наблюдается лишь в апофизах (рис. 34). На еще большем удалении от «материнского» тела в контактах апофизы появляются микропегматитовые оторочки (рис. 35).





Рис. 33. Постепенная граница между гранодиоритами первой фазы и гранитами второй фазы Певекского массива (внизу) (натур. вел.)

Необходимо отметить повсюду намечающуюся прямую зависимость разницы состава пород смежных фаз от продолжительности перерыва в их кристаллизации. Изменение, как правило, направлено в сторону приближения к более низкотемпературной эвтектике.

В интерпретации фазовых взаимоотношений серьезное значение приобретает проявление многофазности в тех массивах или

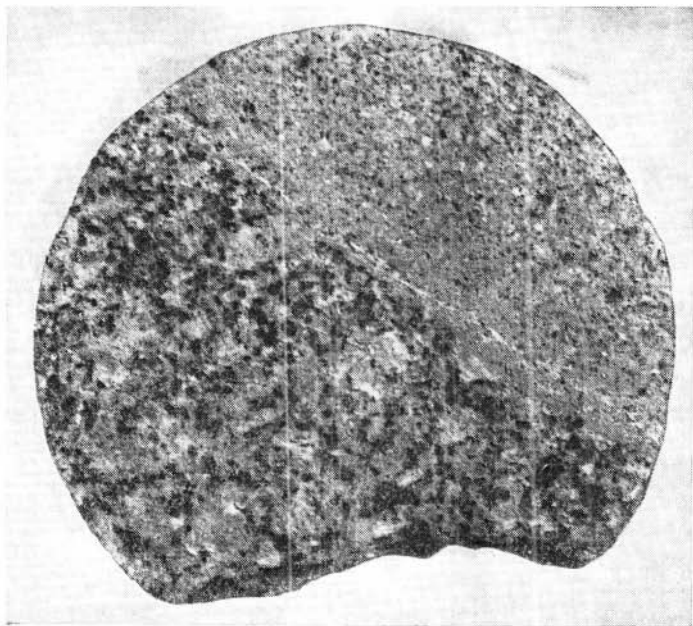


Рис. 34. Зона закалки в апофизе мелкозернистого гранита третьей фазы на контакте с гранит-порфиром второй фазы Певекского массива (натур. вел.)

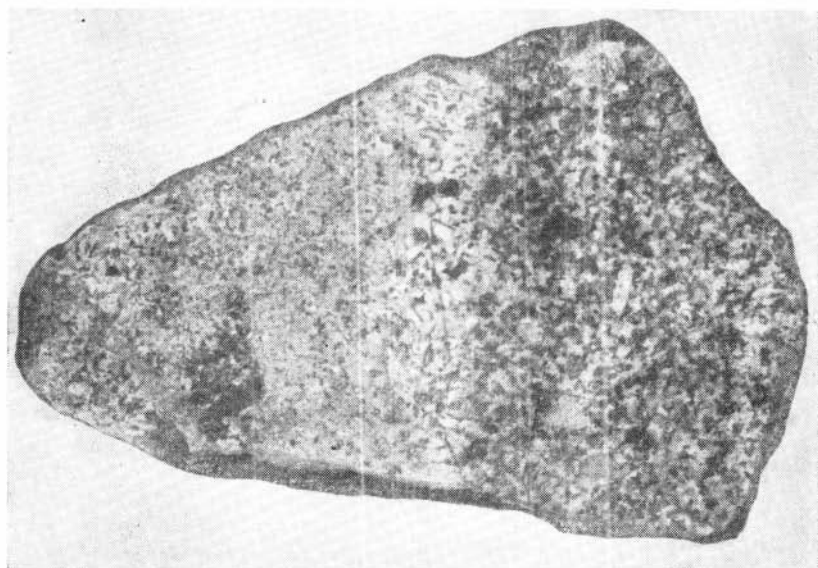


Рис. 35. Микропегматитовая оторочка в контакте апофизы мелкозернистого гранита третьей фазы с биотитовым гранитом второй фазы Певекского массива (натур. вел.)

их участках, где имеются признаки спокойной кристаллизации. Сменяемость резких и постепенных переходов, фиксирующая возможное отсутствие перемещений магмы в ходе кристаллизации, закономерная направленность изменения состава последующих фаз, отсутствие метаморфизма пород на границах с более поздними фазами — все это побуждает склониться к представлению о происхождении изученных многофазных массивов в результате пульсационной кристаллизации. К аналогичным выводам относительно условий кристаллизации Колыванского гранитного массива на Северо-Западном Алтае независимо от нас пришел В. В. Потапьев (1963, 1965).

Возраст гранитов первой фазы Певекского массива, по данным Л. В. Фирсова (1965), — 110 млн. лет, второй фазы — 100 млн. лет. Возрастные различия фаз в данном массиве, значительно меньше, чем, как мы видели, в Саракокшинском, что, вероятно, зависит от существенно различных тектонических условий их формирования.

Нами изучались также небольшие Право-Ичуевская и Водораздельная интрузии плагиогранит-порфиров, с которыми отчетливо связано золотое оруденение Ичуевского района. Возраст интрузий 110—90 млн. лет. Они залегают среди отложений кэпэрвеевской свиты ( $T_{1-2}$ ) в пределах Ичуевского поднятия и окружены значительными ореолами роговиков и узловатых сланцев. Обе интрузии недавно вскрыты эрозией и, быть может, являются куполами общего крупного массива. В равной мере с рассмотренными выше массивами они характеризуются крупными (до 10 см) и обильными порфировыми выделениями зонарных плагиоклазов в эндоконтактах и постепенным уменьшением их количества и величины к центральным частям выходов. Обе интрузии представляют выходы плагиогранит-порфиров первой фазы. О наличии второй фазы позволяют судить дайки, секущие лейкократовые биотитовые граниты, и, возможно, апофизы аплитовидных лейкократовых гранитов. Граниты первой фазы сопровождаются апофизами во вмещающие породы и дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиров. Длина даек превышает часто несколько сотен метров при мощности 1—1,5 м. В. О. Позняк установил секущий характер кварцевых золотоносных жил, сопровождающих оба массива, по отношению к дайкам и апофизам гранит-порфиров. Нами также наблюдалось несколько случаев такого пересечения, позволяющего связывать золотое оруденение по меньшей мере со второй стадией кристаллизации массива.

Изложенные данные о строении некоторых гранитоидных массивов позволяют сделать вывод о том, что часто наблюдаемая в них зональность имеет сложный характер. В частности независимо от «метасоматической» зональности, возникающей в домагматическую стадию формирования гранитоидного комплекса в

условиях повышающихся температур, рассмотренная нами зональность может быть истолкована как следствие последовательной пульсационной кристаллизации малоподвижного переохлажденного магматического расплава в результате ритмической потери им летучих (Шахов, 1956, 1961).

Одинаково направленное и зависимое от величины перерывов кристаллизации расплава изменение состава кристаллизующихся фаз, на наш взгляд, объяснимо выносом наиболее летучих и подвижных соединений системы. Потеря расплавом относительно небольших количеств железа, кальция, магния может приводить к соответствующему повышению кислотности остатка без сколько-нибудь заметного дополнительного привноса кремнекислоты. К такому выводу приводит всегда довольно ограниченный масштаб раскисления последующих фаз, заметно зависящий от состава исходных для магмы пород. Как известно, при переплавлении существенно основных пород наиболее характерно образование диоритов, монзонитов, кварцевых монзонитов и некоторых других, близких по составу, разновидностей. Вынос соответствующих компонентов в области экзоконтакта кристаллизующейся фазы неизбежно должен там как-то фиксироваться. В зависимости от многих переменных обстоятельств, которые мы не имеем возможности обсуждать без специального изучения, могут, по-видимому, возникать подобным путем весьма различные по составу образования, например, скарны.

Кислые лейкократовые породы тем более распространены, чем большая часть в составе исходных для плавления толщ принадлежит песчаникам и глинистым сланцам. В этом случае характерно слабое развитие повышенной основности гибридов, резко подчиненная роль скарнов или практически их полное отсутствие, так же, как и другого рода «фемических» ореолов эпигенетических изменений области экзоконтакта. На возможно серьезное значение «докристаллизационной» дифференциации магматических расплавов обращал внимание Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1915). В данном случае представление о разделении расплава способствует объяснению эволюции состава последовательных фаз кристаллизации, а также состава скарнов и других возникающих в связи с дифференциацией магм образований.

Гипотеза о происхождении гранитоидных магм на месте, занимаемом массивом, влечет за собой допущение унаследования магмой присущего исходным породам золота с последующим его отделением в процессе ее дифференциации и пульсационной кристаллизации. Справедливость этого предположения должна отразиться в балансе золота на протяжении всего сложного процесса формирования гранитоидного комплекса.

В табл. 5 и 7 были приведены данные о содержаниях золота во вмещающих золотоносные и незолотоносные гранитоидные массивы комплексах, возникших по ним роговиках и магматических

породах разных фаз. Повышенное содержание золота в формациях, вмещающих золотоносные гранитоиды, представляет чрезвычайно важную, фундаментальную закономерность, неоднократно отмечавшуюся в предыдущих главах. Также упоминалась нами специфичность местных кларков, хорошо заметная при сопоставлении концентраций золота в одноименных породах Алтае-Саянской и Чукотской провинций.

В табл. 5 и 7 отражена отчетливая унаследованность роговиками и затем наиболее основными гибридами эндоконтакта содержаний золота, присущих вмещающим и исходным для гранитоидов породам. В Алтае-Саянской рудной провинции обращает на себя внимание сходство содержаний золота в гранитах золотоносных массивов — Саракокшинского, Дудетского, Турочакского, Центрального и Кундатского и незолотоносных — Таштаузекского, Аксайского, Яломанского и др. Главные отличия между теми и другими, как отмечалось, состоят в расположении золотоносных гранитоидов среди отложений с повышенным содержанием золота. В качестве общей черты многофазных гранитоидных массивов намечается тенденция уменьшения содержаний золота в породах более кислых, лейкократовых и принадлежащих ко все более поздним фазам. Подобную закономерность легче всего объяснить все возрастающей полнотой выноса золота с летучими по мере дифференциации и застывания магмы.

Об относительном богатстве золотом кислой магмы до начала ее кристаллизации может свидетельствовать упоминавшееся нами ранее, примерно в два раза более высокое, чем в гранитах, содержание золота в кислых излившихся породах. В Чукотской провинции так же, как и в Западной Сибири, не удастся увидеть скольнибудь устойчивую разницу содержаний золота в породах гранитоидных массивов, с которыми связано золотое оруденение (Водораздельный, Ичугеумский, Палянской массивы), и в массиве, который может считаться эталоном незолотоносного — Певекском. Вместе с тем определенное, хотя и слабое, повышение концентраций золота здесь иногда впервые удастся зафиксировать в участках под экранами ранее раскристаллизовавшихся пород.

В равной мере с западносибирскими гранитоидными массивами здесь намечается общее понижение содержаний золота в породах поздних фаз кристаллизации, имеющих более кислый и лейкократовый состав.

Изложенные данные в противоположность представлениям об «ассимиляционной специализации» (Абдуллаев, 1950<sub>1-2</sub>, 1951, 1959) позволяют считать процесс возникновения гранитоидных магм одновременно процессом унаследования ими присущих исходным породам содержаний золота. Если в исходных породах количество золота выше того, которое может быть удержано определенными по составу дифференциатами, то «излишки» при кристаллизации магмы выносятся летучими и при благоприятных усло-

виях могут быть сконцентрированы в рудных месторождениях. Несложный расчет показывает, что при достижении разницы в содержаниях золота между гранитоидами и исходными формациями всего в 0,001 г/т (нередко она выше), при кристаллизации 1 км<sup>3</sup> магмы должно высвободиться около 2,5 т золота. Учитывая реальные объемы гранитоидных массивов минимум в десятки, а чаще в сотни кубических километров, можно считать, что указанное количество вполне объясняет фактические масштабы связанных с гранитоидами золоторудных месторождений.

Подводя предварительный итог приведенным данным, мы видим, что содержание золота в слагающих рассмотренные регионы формациях вполне достаточно для образования крупных золоторудных месторождений в случае переплавления отдельных относительно обогащенных золотом участков пород с последующим выносом части золота из образовавшихся магм. Расположение золотоносных гранитоидных массивов в пределах наиболее обогащенных золотом существенно вулканогенных или граувакковых формаций без всяких натяжек и без апелляции к неведомым глубинам позволяет естественно объяснить существующую картину связи золотого оруденения с гранитоидами и, как отмечалось, именно с поздними фазами их кристаллизации.

Небезынтересно проследить, насколько выявленные особенности баланса золота в ходе формирования гранитоидных комплексов присущи другим рудообразующим металлам, иными словами, в какой мере устанавливаемые черты золотоносности гранитоидов отвечают общим геохимическим закономерностям рудоносности этого крупнейшего и в металлогеническом отношении наиболее обширного класса пород?

## ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

При анализе проблемы рудоносности гранитоидов большинство исследователей охотно используют данные по распределению рудообразующих элементов в различных производных магматического процесса и особенно в последовательных продуктах дифференциации и кристаллизации магм. Поведение рудообразующих металлов в магматическом процессе, несомненно, важный, хотя и не единственный аспект проблемы.

Изменение концентраций элементов в последовательных порциях кристаллизации магматического расплава представляет одну из наиболее общих черт их поведения. Рудообразующие металлы, т. е. в главной массе элементы, малораспространенные, к концу кристаллизации должны накапливаться в расплаве по закону действующих масс. Однако их поведение, как известно, помимо пространенности, определяется химическими свойствами, наличием и количеством способного их камуфлировать «элемента-хозяина», временем и формой его кристаллизации и рядом других

обстоятельств. Одни из «малых» элементов, такие, как Rb, Ga, Ge, Hf, исключительно близки по свойствам к ведущим петрогенным элементам — K, Al, Si, Zn и потому всегда рассеяны в их минералах, другие — Cs, Li, TR, Y, Se, Be, Ta, Nb захватываются главными петрогенными силикатами лишь при более ограниченных условиях (в зависимости от возможности гетеровалентного замещения, типа решеток и др.).

Л. В. Таусон (1964) пришел к выводу, что поздние дифференциаты гранитоидов обогащаются или обедняются редкими элементами не более чем в три-четыре раза в батолитах и еще менее в гипабиссальных интрузивах. Провинциальные отличия в содержаниях элементов он считает не более чем двухкратными. Более значительные, примерно в десятки раз, изменения концентраций редких элементов в гранитоидах он связывает с явлениями постмагматического кислородного выщелачивания, роль которого неоднократно подчеркивалась Д. С. Коржинским (1957, 1959, 1960, 1962) и А. А. Беусом (1963, 1965). На примере различных интрузивных комплексов этими исследователями установлено, что редкие земли и бериллий высвобождаются из плагиоклазов при их микроклинизации, олово, литий, тантал, ниобий и скандий — из биотитов при их мусковитизации, ряд редких элементов — при нефелинизации, а затем карбонатизации пироксенов и т. д. Приведенные данные свидетельствуют о сложной функциональной обусловленности концентраций малых элементов в гранитоидах, особенно подвергшихся тем или иным постмагматическим процессам. Если же принять во внимание многоэтапность воздействия на породы летучих — производных последующих порций кристаллизации, станет очевидной сложность установления самых общих геохимических закономерностей поведения малых элементов на основе данных изучения разнородных магматических комплексов. Существенно облегчается эта задача использованием положений термодинамики разбавленных растворов (Prigogine, Defay, 1954) и данными по фракционной кристаллизации (Neumann a. oth., 1957; Рябчиков, 1962, 1963).

Одним из оснований для дальнейшего рассмотрения затронутой проблемы являются независимость коэффициентов активности микрокомпонентов от собственной концентрации и вытекающая отсюда пропорциональность изменения их концентрации во всех фазах равновесных гетерогенных систем. Рассматривая процесс фракционной кристаллизации магм, И. Д. Рябчиков (1963) формулирует положение о том, что в закрытой системе до начала отделения газовой фазы концентрация микроэлемента в кристаллизующейся фазе может возрастать лишь с преимущественным накоплением его в остаточном расплаве. После приоткрытия системы и начала отделения газовой фазы концентрация микрокомпонента в твердой и жидкой фазах падает в результате преимущественной экстракции его в газовую фазу. Прохождение концентрации мик-

рокомпонента через экстремальное состояние в ходе фракционной кристаллизации И. Д. Рябчиков (1965) считает возможным при широком интервале температур, что характерно для основных магм или в случае открытия системы.

Наиболее общей чертой малых элементов в ходе формирования гранитоидных комплексов, тесно связанной с отмеченными закономерностями, нам представляется определенная тенденция понижения их среднего содержания на всю массу магматических пород по сравнению с породами области плавления. Основной причиной этого является меньшая растворимость большинства соединений в твердой фазе по сравнению с жидкой, чем объясняется постепенное обеднение малыми элементами твердой фазы, накопление их в остаточном расплаве и последующий вынос с газовой или газовой-жидкой фазой за пределы магматического очага при трещинообразовании. О реальности подобного процесса свидетельствует столь характерная приуроченность многих рудных концентратов к апофизам, дайкам аплитов, фельзитов и др. Однако до отделения летучей фазы в относительно закрытой системе поведение малых элементов, предел растворимости которых в жидкой фазе далеко не достигнут, существенно зависит от соотношения их свойств со свойствами ведущего (камуфлирующего) элемента.

Предпочтительные условия накопления в кристаллической фазе имеет малый элемент, температура плавления которого выше, а растворимость ниже, чем у ведущего элемента. Концентрация такого элемента в кристаллической фазе, подобно концентрации рубидия в калиевых минералах, имеет тенденцию к увеличению по мере падения температур кристаллизации пропорционально увеличению концентрации рассеянного элемента в жидкой фазе. В большинстве случаев ионная плотность рассеянного элемента при этом больше, чем ведущего. Соотношения температур плавления, растворимостей и ионных плотностей рассеянного и ведущего элементов, обратные указанным, вызывают понижение концентраций элемента-примеси в кристаллической фазе. В силу названных особенностей в расплаве относительно больше накапливается элементов с низкими ионными плотностями, особенно халькофильных, имеющих 18-электронную оболочку, и промежуточных, поскольку их ионы, как известно, обладают значительно меньшей склонностью к изоморфизму, чем ионы с оболочкой типа благородного газа. Отделяясь от магмы с летучей фазой, они дают начало рудоносным растворам. Содержания меди, никеля, кобальта (Пинус, 1961), цинка (Таусон, 1961), золота и других элементов этой группы систематически понижаются в последовательных продуктах кристаллизации гранитоидных комплексов.

Однако не менее обширная группа элементов столь постоянных закономерностей распределения не обнаруживает. В. С. Коптевым-Дьорниковым, М. Г. Руб, Е. Т. Шталовым (1965) на основании многолетних исследований и обширных литературных данных



проведено сравнение концентраций элементов-примесей в металлоносных и неметаллоносных гранитоидных массивах. Повышение их концентраций в металлоносных гранитоидах, сопровождаемое возрастанием неравномерности распределения, описывается этими авторами как проявление «металлогенической специализации». Многими исследователями сущность таких повышений содержания — В. В. Ляховичем (1959) и Л. В. Таусоном (1961) для молибдена, В. Л. Барсуковым (1956, 1958, 1960) для олова, бора и фтора, А. А. Беусом (1960), Я. А. Косалсом и Ф. В. Сухоруковым (1965) для бериллия и бора — связывается с эпимагматическими процессами. Указания на присутствие акцессорного касситерита в мигролах неизмененных гранитов совместно или наряду с топазом, турмалином и другими минералами (Доломанова, 1959; Руб, 1960), пожалуй, сами по себе содержат характеристику эпимагматических изменений. Об эпигенетической природе повышенный содержания в рудоносных интрузивах названных и ряда других элементов, в частности таких, как уран, тантал, ниобий, свидетельствуют «двугорбые» гистограммы распределения их содержаний в гранитах. На участках, не содержащих акцессорного касситерита, нам удалось заметить понижение содержаний олова в поздних фазах кристаллизации оловоносного Певекского массива, тождественное описанному на неоловоносном Джидинском массиве.

С высказанным положением об уменьшении средних содержаний малых металлов в процессах кристаллизации гранитоидных магм согласуется более низкий кларк большинства этих элементов в гранитоидах по сравнению с кларком в песчано-сланцевых формациях, переплавлению которых они обязаны своим происхождением. Сказанное не исключает возможности повышения средних содержаний некоторых элементов вследствие упомянутых причин в ряде остаточных продуктов магматической кристаллизации, занимающих небольшие объемы по сравнению с исходными магматическими массами.

Затрагивая чрезвычайно актуальный вопрос о поведении элементов-примесей в магматическом процессе, необходимо отметить распространившееся после работ В. М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1933, 1937, 1945, 1954) представление о том, что концентрация малых элементов вполне объяснима соответствующими изоморфными возможностями породы. А. И. Тугаринов (1963) совершенно справедливо, например, указывает на то, что предел изоморфного насыщения ураном даже наиболее ураноносных интрузий никогда не бывает превзойден и что степень насыщения ураном гранитоидов гораздо ниже их потенциальных возможностей. Отсюда А. И. Тугаринов заключает, что «...маловероятно обособление урана в остаточный флюид в ходе кристаллизации интрузии...» Однако, если растворимость микрокомпонента в твердой фазе, как обычно, ниже, чем в жидкой, то, несмотря на изоморфную «недосыщенность» кристаллизующейся фазы, можно допустить предпочтитель-

ное накопление элемента в жидком остатке. Последним положением обуславливается вероятность постмагматических концентраций элементов в связи с магматическими комплексами, характеризующимися недосыщенной изоморфной емкостью образующих их минералов. Если форма нахождения элемента зависит от кристаллохимических параметров решеток минералов-концентраторов и носителей, их количественных соотношений и регулируется физико-химическими условиями кристаллизации (Таусон, 1964), то верхний предел содержания элемента практически почти всегда ограничен содержанием его в исходных для магм породах. В силу отмеченных особенностей коэффициента распределения и закона действия масс, согласно которому кристаллизоваться начинают самые тугоплавкие соединения наиболее распространенных в расплаве компонентов, а малые элементы предпочтительней накапливаются в жидком или газовой-жидком остатке и обособляются от кристаллизующейся фазы, содержания малых элементов в гранитах ниже, чем в магмах и исходных для них породах.

Почему же возникло представление о том, что накопление малых элементов в остаточном расплаве в конце концов может приводить к их систематическому абсолютному накоплению в последовательных продуктах кристаллизации магм? Прежде всего из сравнения содержания многих элементов в базальтоидах и гранитоидах. Развивая взгляды И. Фогта (Vogt, 1908) и Ниггли (Niggli, 1921) о монофилетичности магм, В. М. Гольдшмидт (Goldschmidt, 1933, 1937, 1955) не имел возможности объяснить более высокую концентрацию рубидия, олова, бора, вольфрама и других малых элементов в гранитоидах по сравнению с габбро иначе как накоплением их в процессе дифференциации, хотя это и противоречит закону действия масс и правилу растворимости. Сторонники такого представления обуславливают свои взгляды фактами часто повышенной концентрации ряда редких элементов в поздних магматических минералах по сравнению с ранними. Однако выбор редким элементом минерала-концентратора определяется не временем его выделения, а «изоморфной емкостью». Место этого минерала в последовательном ряду кристаллизации **может быть любым**. Концентрация редких металлов в пегматитовом остатке и затем в пегматитах и миаролах как процесс эпимагматический также не может использоваться в качестве обоснования возможности их абсолютного накопления в породах главной кристаллизации. Поэтому сам факт повышенной по сравнению с базальтоидами концентрации в гранитах целого ряда металлов (с отношением  $C_r/C_v > 1$ ) свидетельствует о происхождении гранитоидов за счет пород более богатых этими элементами, чем базальты, т. е. за счет пород осадочных. Правда, существует еще попытка объяснить привнос многих металлов сквозьмагматическими растворами из подкорковых глубин. На обсуждении реальности такого процесса мы остановимся в следующей главе.

При рассмотрении многочисленных закономерностей распределения элементов-примесей в гранитоидах обращает на себя особое внимание еще одна особенность. Неравномерное повышение концентрации рудного элемента в поздних фазах кристаллизации, описываемое как поисковый критерий под собирательным понятием «металлогенической специализации» (Шаталов и др., 1965), характерно для элементов с высокой ионной плотностью (Щербаков, 1964). В первой главе настоящей книги отмечалось, насколько повышение этой величины снижает миграционные свойства элемента и увеличивает энергетический уровень его стабилизации. Высокие значения ионных плотностей свойственны элементам рудных концентраций, малоразобренных от «материнских» интрузивов — олову, бериллию, танталу, вольфраму, молибдену и др. (см. табл. 3, рис. 28). Неравномерность распределения в гранитах элементов с высокими ионными плотностями — убедительный признак наложенного характера их концентрации. По-видимому, складывающиеся у нас иногда представления о повышении в гранитах поздних фаз сингенетичных содержаний олова, бериллия и ряда других элементов возникают при недооценке роли наложенной минерализации и поэтому противоречат характеру соответствующих кларковых отношений (см. табл. 11).

На примере чукотских массивов удалось заметить, что, подобно золоту, под экранами ранее раскристаллизовавшихся гранитоидов склонность некоторого накопления (125 анализов) обнаруживают свинец, цинк, медь, скандий и некоторые другие элементы, главным образом с довольно низкой ионной плотностью. Каждая следующая фаза в общем беднее этими элементами, чем предыдущая, и иногда богаче бериллием и оловом, что при крайне неравномерном их содержании в породах, как отмечалось, может свидетельствовать только о наложенном, эпимагматическом характере их концентрации.

Для суждения о формах и времени накопления элементов-примесей в гранитоидах имеют значение результаты анализа распространенности в них газовой-жидких включений, а также состава и температур гомогенизации этих включений. Главными их особенностями являются принадлежность их к нескольким поколениям, приуроченность большинства включений к секущим трещинкам и широкий интервал температур гомогенизации (табл. 20). Различия вида гомогенизации, количественного соотношения фаз, а в ряде образцов отчетливо фиксируемые благодаря присутствию во включениях твердой фазы ( $\text{NaCl}$ ?) различия составов подчеркивают гетерогенность включений и их наложенный характер. В апикальных частях фаз количество включений заметно выше, чем на удалении от них. Поскольку, таким образом, имеет место некоторая зависимость концентраций элементов-примесей и газовой-жидких включений, постольку можно допустить, что по крайней мере какая-то часть элементов-примесей, даже с низкими

**Условия гомогенизации газово-жидких включений в кварце гранитоидов Западной Чукотки \***

Образец	Геологическая позиция образца	Количество газово-жидких включений	Величина включений	Температура гомогенизации, °	Вид гомогенизации	Соотношение фаз в %			Примечания
						газ	жидкость	твердая фаза	
Певекский массив									
838	Гранодиорит I фазы	Много	0,0001	210, 220	В жидкость	20—25	80—75		Включения неправильной формы То же
		5	0,001	300, 320, 360, 420, 440	В жидкость	30—40	70—60		
		2	0,001	380, 400	В газ	40	60		
832	Граносиенит II фазы	Единичные	0,001	180, 220	В жидкость	40	15		Включения вытянутые
		2		360, 380	В жидкость	30—40	70—20		
		6	0,001	440, 460, 520, 710, 540	В жидкость	40	60		
854	Гранодиорит II фазы	6	0,001	440, 460, 520, 710, 540	В жидкость	40	60		Есть включения газовые, овальной формы Кр./з. часть породы
854б	Граница фаз с пегматитовидными участками	Много	0,0001—0,001	340, 360	В газ	40—50	60—50		Ср./з. встречены существенно газовые
854в	Гранит III фазы	10	0,0001	260, 280, 200	В жидкость	10—15	80—70	10—15	М/з. Твердая фаза растворилась при 220° По трещинам
852	Лейкократовый гранит III фазы	Много	0,0001	360, 370, 380, 390	В жидкость	50	50		То же
		5	0,001	340, 400	В газ	70	30		
Палатский гранитный массив									
831в	Гранит I фазы, контакт с роговиком	6	0,0001	400, 490, 350	В жидкость	40	60		Встречены включения с солью (но прогомогенизировать не удалось) Твердая фаза растворилась после исчезновения газового пузыря
		5	0,0001	360, 380, 390	В газ	60	40		
831е	Контакт аплита с гранитом I фазы	6	0,0001	320, 400	В жидкость	30	70		30—40
		20	0,001	360, 420, 520	В жидкость	15—20	55—60		
835а	Граниты II фазы	8	0,001	400, 420, 470	В жидкость	40	60		20—30
		15	0,001	550, 480, 400	В жидкость	15—20	65		
		4	0,001	340, 380, 360	В газ	50—40	50—60		
832	Аплитовидные граниты II фазы	5		160	В жидкость	10	90		—
		7		340, 280, 300	В газ	90	10		

\* Определения З. В. Щербаковой, 1965 г.

значениями  $d_i$ , может быть обязана им своей наложенной концентрацией.

Предпочтительность эпитиматической концентрации в гранитах элементов-примесей с высокой ионной плотностью является лишь одним из частных проявлений зависимости дифференциации вещества от ионной плотности. Постмагматическими процессами эта зависимость не ограничивается, и, как удалось проследить (Щербаков, 1964), она проявляется также в магматическую стадию.

В литературе широко обсуждается эволюция в ходе дифференциации магмы отношений родственных и близких по формам концентрации пар элементов Rb/Tl, Zr/Hf, Nb/Ta и др. Шоу (1959) и Л. В. Таусон (1961) отмечают понижение в поздних кислых дифференциатах отношения Rb/Tl. Величина Zr/Hf от 200 в основных породах, по данным Гольдшмидта, уменьшается в кислых до 25 (Таусон, 1961). Отношение Nb/Ta в ходе дифференциации Калбинского гранитного массива понижается от 8 до 2,9. Теорией изоморфизма в ее классическом объеме, как и с поправками Рингвуда (Ringwood, 1955), основанными на установлении в изоморфизме роли электроотрицательности ( $\varepsilon$ ), отмеченное изменение отношений необъяснимо. В паре Rb ( $\varepsilon=0,8$ ) — Tl ( $\varepsilon=1,4$ ) электроотрицательность выше у накапливающегося к концу кристаллизации таллия, в паре Zr ( $\varepsilon=1,5$ ) — Hf ( $\varepsilon=1,4$ ) она ниже у более склонного к накоплению гафния, а в паре Nb — Ta у обоих элементов электроотрицательность равна 1,7. Однако во всех трех парах определенно проявляется тенденция к преимущественному накоплению в поздних и более кислых дифференциатах гранитоидной магмы того из пары элементов, ионная плотность которого выше (см. табл. 3).

Аналогичную закономерность наблюдаем в изменении Ge/Si и Ga/Al. О некотором накоплении Ge и Ga в поздних гранит-аплитах сообщает Л. В. Таусон (1961). Ионные плотности этих элементов примерно вдвое больше, чем у камуфлирующих их кремния и алюминия (см. табл. 3). Подобное увеличение Sr/Ca установлено К. К. Турекьяном и Дж. Калпом (1959) в плагиоклазах все более низкой основности (от № 86,1 до № 62,1).

Последовательное в ходе дифференциации и кристаллизации магмы изменение отношений в изоморфных парах в сторону элемента с большей ионной плотностью мы склонны связывать со снижением температуры каждой последующей все более кислой и близкой к эвтектике порции магмы; этим самым можно объяснить все более полный и предпочтительный переход в твердую фазу ионов с меньшим запасом свободной энергии, т. е. с более высокой ионной плотностью.

Отмеченная закономерность распространяется также на изотопы, фракционирование которых происходит в результате отличающихся кинетических свойств. Именно это обстоятельство

естественно объясняет предпочтительное накопление в твердой фазе тяжелых изотопов кислорода, углерода и серы (Urey, 1947; Рапкам, 1956; Виноградов, 1954; Петровская, 1965), обладающих вместе с тем соответственно более высокими плотностями и менее подвижными.

Принципиальной разницы между термодинамическими причинами фракционирования стабильных изотопов и понов, обладающих близкими свойствами, по-видимому, быть не должно. Зависимость коэффициента фракционирования изотопов от их кинетических свойств и от температуры процесса используется для выяснения генетической связи систем (Виноградов, 1959; Эпштейн, 1961; Олт, 1961; Донцова, 1944, 1950, 1965; Петровская, 1965).

Эволюция отношений пар элементов, имеющая тождественную с изотопными отношениями направленность, количественно более значительна в силу больших отличий, определяющих фракционирование свойств. Однообразная направленность эволюции отношений пары элементов как монотонная функция различия их ионных плотностей может быть привлечена для выявления коматматичности или гетерогенности магматических пород. Приведем пример. Отношение  $Rb/Tl$  в гранитах, согласно Шоу (1959), составляет в среднем 268, иногда достигая 653, в габбро оно равно 138. В ходе дифференциации магмы это отношение понижается. Установивший этот факт Шоу (1959) писал, что его можно объяснить чем угодно, но только не происхождением гранитов за счет дифференциации базальтовой магмы. Если предлагаемое нами истолкование закономерностей эволюции отношений элементов справедливо, то названная их разница для габбро и гранитов может служить убедительным доказательством происхождения последних за счет переплавления осадочных пород, характеризующихся более высоким значением  $Rb/Tl$ , чем граниты.

Выделение Л. Н. Овчинниковым (1964) на Урале двух типов гранитоидов, резко отличающихся по составу, металлоносности и, в частности, величиной  $K/Rb$ , по тем же причинам может быть объяснено только происхождением гранитоидов за счет переплавления в одном случае пород, обогащенных основным вулканическим материалом ( $K/Rb=880$ ), в другом — существенно песчано-сланцевых отложений ( $K/Rb < 400$ ). Происхождение гранитоидов с  $K/Rb$  от 880 до 1600 путем дифференциации базальтоидной магмы исключено, поскольку дифференциация ведет к понижению величины  $K/Rb$ .

Уместно вспомнить аналогичную по причинам и направленности изменения соотношений унаследованность гранитоидами из осадочных пород изотопного состава кислорода, углерода и серы (Виноградов, 1959).

Не рассматривая здесь эволюцию отношений геохимических родственных элементов при фазовых переходах, отметим, что для

петрогенетических исследований такое рассмотрение имеет определенное преимущество по сравнению с изотопным анализом. Относительно большая разница ионных плотностей и термодинамических характеристик в любой паре химически родственных элементов по сравнению с изотопами одного элемента обуславливает соответственно больший эффект их фракционирования при равных условиях. Если при высоких температурах коэффициент фракционирования большинства изотопов приближается к единице, чем ограничивается использование изотопного анализа для реконструкции генетических связей между высокотемпературными образованиями, то температурный предел анализа эволюции соотношений родственных элементов значительно выше. Он позволит оценивать генетические связи даже наиболее высокотемпературных систем.

Подводя итоги рассмотрения общих черт рудоносности гранитоидов, следует отметить, что принципиально отличающее их от базальтоидов разнообразие элементов, месторождения которых образуются в связи с гранитоидами, хорошо объяснимо происхождением гранитоидных магм за счет пород с разным содержанием рудных компонентов. Переплавление любых пород как система фазовых превращений неизбежно связано с определенным очищением твердой фазы от элементов, менее растворимых в ней, чем в жидкой фазе. Большинство рудообразующих металлов относится, как известно, именно к этой категории.

Изменение интенсивных термодинамических параметров системы в ходе кристаллизации гранитоидных магм, близких к эвтектике, как правило, не нарушает коэффициентов распределения (Рябчиков, 1963). Поэтому концентрация элементов-примесей в неизменных продуктах последовательных стадий пульсационной кристаллизации гранитоидных массивов изменяется постепенно и в одном направлении. При этом независимо от того, понижается или повышается к концу кристаллизации относительное содержание элемента в породах, абсолютное количество его атомов в массиве по сравнению с исходным составом магмы неизбежно падает. Для Au, Ag, Zn, Cu, Co, Ni, Ti это уменьшение обычно является и относительным и абсолютным, для Th, U, W, Mo, Ta, Nb, Sn, Be — нередко только абсолютным при некотором, а иногда значительном, относительном повышении содержания в породах конечных стадий кристаллизации (Таусон, 1964). Чтобы верно интерпретировать это повышение, необходимо учитывать его характерную частую неравномерность и избирательную приуроченность к рудоносным интрузиям, рассматриваемую как важный признак их рудоносности и «специализации». Показательно, что склонность к повышению концентрации в поздних дифференциатах испытывают даже элементы, содержание минералов-концентраторов которых соответственно падает. По-видимому, не случайно подобное повышение фиксируется значительно чаще для

элементов с высокой ионной плотностью и малым запасом свободной энергии, образующих месторождения в пределах массива или в непосредственной с ним близости.

Итак, средние содержания рудных элементов в неизмененных гранитоидах всего массива в наиболее общем случае должны быть ниже, чем в исходных для гранитоидной магмы породах. Именно об этом говорит и величина  $C_c/C_v$  (табл. 11) — для большинства металлов, месторождения которых связаны с гранитоидами, залегающими в сланцевых толщах, оно меньше единицы. Этот факт, наряду с отмеченным выше признаком фазовых отношений гранитов со сланцами, логично объясняет образование месторождений за счет металлов, отделившихся с летучими при фазовом разделении расплавленного материала сланцев.

Величины  $C_v/C_c$  для U, Th и некоторых других элементов превышают единицу, что, на первый взгляд, будто бы противоречит изложенному предположению. Однако, если принять во внимание не частные, а местные кларки этих металлов в сланцах рудоносных провинций, подобных плато Колорадо, а возможно, и завышенный их кларк в гранитах, то справедливость устанавливаемой закономерности, по-видимому, должна подтвердиться. В данном случае роль местных кларков исходных пород возрастает ввиду существенных отличий состава сланцевых формаций различного происхождения. Образующиеся за счет сланцев гранитоидные магмы наследуют металлы, которые сорбируются глинами в процессе осадкообразования, что соответственно определяет высокий кларк этих элементов в сланцах. Таким образом объясняется связь с гранитами месторождений олова, молибдена, лития, бериллия, урана, тория, рутит, сурьмы и некоторых других элементов.

## ВЫВОДЫ

Существенной чертой геологии месторождений золота является связь их с магмами ультраосновного, основного и гранитоидного составов. Условия происхождения магматических комплексов и баланс золота в ходе их формирования от момента зарождения магм до рудоотложения раскрывают некоторые особенности связи с ними золотого оруденения.

Золото в ультраосновных комплексах обособляется при их дифференциации. В этом случае золото концентрируется с наиболее химически инертными платиноидами. Возможно также возникновение рудных концентраций путем перераспределения халькофильных элементов из силикатов в сульфиды под воздействием на породы горячих растворов. При этом в рудных концентрациях благородных элементов возрастает роль относительно наиболее халькофильных палладия и золота. Наконец, показателем роли основного магматизма в золотом оруденении служит



в среднем на 0,002 г/т более высокое содержание золота в основных эффузивах по сравнению с содержанием в габброидах. Подобная разница означает возможность отделения порядка 5 т золота из 1 км<sup>3</sup> раскристаллизовавшейся на глубине магмы.

Круг элементов, сопутствующих золоту в месторождениях, связанных с основными магмами и их производными, ограничивается теми, содержание которых в конечных продуктах дифференциации габброидов ниже, чем в начальных. Месторождения металлов с  $C_н/C_в$  для основных пород не характерны.

Важным источником золота эндогенных месторождений служат гранитоидная масса. Золотоносные гранитоиды в большинстве своем залегают в толщах с повышенным кларком золота и нередко несколько повышенной основности. Разница содержания золота в этих толщах и в золотоносных гранитоидах поздних фаз кристаллизации около 0,002 г/т, достигая иногда 0,005 г/т, что означает высвобождение от 5 т и более золота при кристаллизации 1 км<sup>3</sup> магмы. На относительное богатство золотом гранитоидной магмы по сравнению с гранитоидами указывают более высокие средние содержания золота в излившихся кислых породах по сравнению с глубинными.

Сопоставление роли в образовании золотого оруденения разных по составу магм обнаруживает увеличение масштабов связанной с ними золотой минерализации по мере перехода от ультраосновных к габброидным и далее к гранитоидным комплексам, отличающимся все более низкими содержаниями золота. Это объяснимо относительно большими массами кристаллизующихся на глубине гранитоидных магм и более совершенным их очищением от золота в силу крайне низкой возможности химического удержания золота максимально ионными структурами карбонатных силикатов.

Выявившаяся закономерная приуроченность большинства гранитоидных массивов к формациям вулканогенно-осадочных или осадочных пород с повышенным содержанием золота и отмеченные черты геохимии золота позволяют разделить точку зрения Ф. Н. Шахова, Д. С. Коржинского и Ю. А. Кузнецова о происхождении большинства гранитоидных магм на месте, занимаемом массивом, без существенного их перемещения. Этот вывод подтверждается устанавливаемой корреляцией состава металлоносности большинства гранитоидов, преимущественно батолитовой формации, с кларковым составом вмещающих их толщ. Различная степень перемещения магм, в том числе гранитоидных, свойственна трещинным и малым интрузиям.

## Глава VI.

# МЕСТО ЗОЛОТА В РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящей главе в силу самой постановки вопроса о месте золота в общем ряду рудных концентраций, присущих тектонически различным провинциям, должны быть рассмотрены главные причины их металлогенической эволюции. Причины появления золота на тех или иных этапах формирования рудных провинций будут установлены лишь тогда, когда определятся не только эмпирические закономерности, но и геохимическая обусловленность определенной смены во времени и пространстве рудных ассоциаций как необходимость самого их возникновения в определенной геологической обстановке. Какие же объективные новые данные можно почерпнуть из проведенного нами анализа, чтобы приступить к решению проблемы? Попробуем проследить их по возможности в логической связи друг с другом.

Начнем с того, что исследования геохимии золота позволили наряду с логнормальным распределением этого элемента в породах статистически установить закономерное понижение его средних содержаний от метеоритного железа к хондритам, затем ахондритам, гипербазитам, базитам и выявить его наиболее низкую концентрацию в гранитах, аркозовых песчаниках и глинистых сланцах. Установлена отвечающая приведенной последовательности тенденция понижения содержаний золота от железомagneзиальных ортосиликатов к амфиболам, слюдам, полевым шпатам и кварцу, т. е. от максимально ковалентных соединений к максимально ионным. Вместе с тем статистически выявилась прямая положительная корреляция кларковых содержаний золота, железа, магния и меди в глубинных магматических и осадочных породах.

Эти данные позволили прийти к выводу о закономерном распределении золота в породах, и, следовательно, о существовании химических форм его связи в силикатах. До сих пор было распространено представление о беспорядочном распределении золота в породах как следствии его исключительно самородного состояния в этих породах. Принципиально новый вывод о зависимости кларко-

вых содержаний золота от химических свойств пород и, следовательно, о закономерно отличающихся частных кларках золота в генетически различных формациях явился основанием для дальнейшего рассмотрения геологического строения золотоносных провинций. В Алтае-Саянской складчатой области и на Западной Чукотке возможно установить приуроченность золотоносных гранитоидов и большинства золоторудных узлов к формациям с повышенным кларком золота. Подобное явление предполагалось ранее многими исследователями, но его геохимическое обоснование и количественную оценку впервые удалось осуществить в результате проведенных работ.

В ходе исследований попутно с отмеченной предпочтительной приуроченностью золотого оруденения к формациям с повышенным кларком золота было установлено, что эта приуроченность носит не структурный и не литологический характер. Золоторудные месторождения в пределах названных формаций имеют различный генезис, связаны с различными по составу и возрасту магматическими комплексами, нередко связаны с глубинными разломами и залегают в разных по составу породах. Устанавливается, что характер пространственных соотношений золоторудных узлов с формациями, в которых кларк золота повышен, зависит от тектонического типа золотоносных провинций. Практически совершенная их совмещенность характерна для районов эвгеосинклинального типа развития; частичной разобщенностью отличаются миеосинклинали (Енисейский кряж, Северо-Восток СССР, Восточная Австралия и др.) и максимум разобщенности золоторудных месторождений и «золотоматеринских» формаций отмечается в районах завершённой складчатости в связи с кайнозойским вулканизмом (Трансильвания). Это разобщенность с материнским источником растворов, которая зависит от глубины источника (фации) и степени эрозионного среза.

Раскрытию геохимической сущности отмеченных закономерностей способствовало рассмотрение особенностей пространственного размещения различных генетических типов золотого оруденения. Имеющиеся данные по геологии различных золотоносных провинций позволили установить ряд возрастающей разобщенности генетических типов золотого оруденения от формаций с повышенным кларком золота. В частности, исключительной связью с вулканогенно-сланцевыми формациями отличаются колчеданные месторождения с золотом и наиболее высокотемпературные и глубинные золотоносные жилы простого состава. Некоторой разобщенностью с названными формациями могут характеризоваться скарны и вторичные кварциты с наложенной золотой минерализацией, а также жилы с более «нестрым», чем в предыдущем случае, составом руд, признаками многостадийности и зональности и более широким температурным интервалом рудоотложения. Наконец, наибольшая разобщенность с рассматриваемыми формация-

ми часто отмечается для близповерхностных низкотемпературных жил с преобладанием низкопробного золота, сульфосолей, резко выраженным телескопированием и зональностью отложения.

Ряд возрастающей разобщенности генетических типов золотого оруденения с формациями с повышенным кларком золота отвечает последовательности возникновения месторождений на все более поздних этапах эволюции горячих растворов и объясняется соответственно их возрастающей термодинамической устойчивостью по мере охлаждения. Реальность такого ряда прямо указывает на заимствование из названных формаций золота в процессе магмо- и рудообразования. Справедливость этого вывода подтверждается выявленным в процессе исследований фактом унаследования из вмещающих формаций наряду с золотом всех его спутников.

Общее выражение найденной дискретной функциональной зависимости парагенетических с золотом ассоциаций элементов от состава формаций в рудных провинциях ( $C_c/C_v$ ) и одновременно от термодинамических свойств элементов и энергетического уровня процессов рудообразования ( $d_i$ ) приведено на рис. 28.

Анализ глубокой генетической зависимости состава и распределения рудных ассоциаций от периодических свойств элемента и от уровня экзогенной дифференцированности вещества земной коры в пределах рассматриваемых рудных провинций, которая объективно отражается на приведенной диаграмме, может явиться одной из главных теоретических предпосылок для решения вопроса об источниках вещества в эндогенных процессах. Этот анализ основан на аргументированной возможности использования ионных плотностей и кларковых отношений в качестве наиболее общих и первостепенных координат природных ассоциаций элементов в эндогенных месторождениях. Ионная плотность привлекается как величина, характеризующая общеэнергетическое состояние иона. Кларковые отношения благодаря установлению их зависимости от периодических свойств элементов могут быть использованы как система отсчета тенденций поведения элемента в различных геохимических процессах. Настоящее обстоятельство помогает объяснить обусловленность изменения концентраций элементов в конечных продуктах процессов относительно исходных как свойствами элементов, связанными с их положением в периодической системе, так и характером геохимических процессов. Устанавливаемые при этом закономерности отражают геохимические принципы дифференциации вещества земной коры и количественно характеризуют общую направленность ее эволюции.

Реальной предпосылкой для анализа явлений унаследования эпигенетическими концентрациями вещества сингенетичной металлогенности геологических формаций также может служить аналитическое установление самого факта перераспределения золота в процессах гидротермального метаморфизма и пульсацион-

ной кристаллизации магм и некоторых условий этого перераспределения. Поведение золота в этих процессах и образование его месторождений может быть учтено в общем балансе вещества земной коры. В реконструкции баланса вещества для других элементов подобно золоту с успехом могут быть использованы в первом приближении кларковые отношения. Таковы краткие выводы и исходные положения проведенного исследования, которые целесообразно привлечь для анализа закономерностей и общих причин эволюции металлогении земной коры. Подобный анализ удобно начать с вопроса о вероятных источниках вещества в эндогенных процессах.

### **ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Несмотря на высокий уровень изученности эндогенных месторождений, почти совершенно отсутствует их систематизация на основе химических свойств поведения и источников элементов в рудах. Возможность подобной систематизации с учетом данных о составе руд, геологии месторождений и зависимости того и другого фактора от свойств и распределения элементов дает анализ частных кларков и кларковых отношений. При этом возникает необходимость привлечения теоретических представлений о происхождении, составе и генетических связях отдельных геохимических систем.

Исходные позиции предлагаемой систематизации рудных месторождений по составу источника вещества вкратце таковы. Первый этап формирования земной коры представляет выплавление легкоплавкой фракции из метеоритного вещества мантии с образованием базальтового слоя и тугоплавкого ультраосновного остатка. Дегазация мантии одновременно ведет к развитию гидросферы и атмосферы (Виноградов, 1950). Дальнейшая эволюция земной коры происходит при взаимодействии уже двух типов процессов — эндогенного и экзогенного. С появлением легких оболочек Земли (атмосферы и гидросферы) начинается и все усиливается их реакция с литосферой. Возникает новая в истории Земли категория пород — осадочные породы. Валовой состав осадков должен быть близок среднему составу поверхности литосферы, т. е. на раннем этапе ее развития примерно соответствовать базальтоидному (Фролова, 1950; Gill, 1950; Ронов, 1964). Состав же отдельных членов осадочного комплекса подчинен строгим законам развития выветривания и седиментационной дифференциации. Глинистые сланцы, в частности составляющие около 70% осадочных пород, проявляют закономерную тенденцию понижения содержаний Ca, Fe, Mg, P, Na и ряда других элементов благодаря их обособлению в остаточных или хемогенных и биогенных концентрациях. Состав сланцевых и особенно песчано-

сланцевых толщ таким образом всегда становится более кислым, чем исходный материал. В этом разделении, многократно повторяющемся в ходе развития каждой геосинклинали, можно видеть главную причину появления в истории Земли больших масс кислых пород (Барт, 1962; Лебедев, 1957; Ронов, 1964).

В целом сланцевые толщи за весь период их эволюции изменили свой средний состав прямо пропорционально отношению  $C_s/C_v$  для каждого элемента (см. рис. 2). Дальнейшая эндогенная жизнь планеты попутно с продолжающимися расщеплением и дегазацией мантии ведет к метаморфизму и локальным переплавлениям территориальных комплексов с образованием еще одной новой категории пород в истории земной коры — гранитоидов (Шахов, 1956; Лебедев, 1957; Барт, 1962; Ронов, 1964). В соответствии с общей направленностью процесса седиментационной дифференциации в ходе развития коры материков все более кислым становится и средний состав гранитоидов (Ю. А. Кузнецов, 1964; Ронов, 1964).

Основываясь на изложенной схеме происхождения и развития земной коры, можно попытаться систематизировать причины различия металлоносности отдельных ее участков. Наиболее просто, физически и химически объяснимо и геологически обоснованно можно связать эти различия со специфичностью состава структурно-формационных зон. Для этого достаточно представить себе вещество рудных месторождений как побочный продукт процессов приспособления геохимических систем к создавшимся физико-химическим условиям их существования. Гетерогенность систем при этом, естественно, отразится в разнообразии производных продуктов. Общим принципом преобразования геохимических систем при магматических процессах, представляющих по существу систему фазовых переходов исходная порода — магма — магматическая порода, является очищение от малых элементов конечных продуктов по сравнению с исходными. Об этом дает нам право судить соотношение содержаний большинства малых элементов в гранитах по сравнению с глинистыми сланцами ( $C_v/C_s < 1$ ) и в гипербазитах по сравнению с метеоритным веществом ( $C_d/C_m < 1$ ). Это явление объяснимо законом действия масс при кристаллизации расплавов, большей растворимостью вещества в жидкой фазе и потому накоплением малых элементов в жидком остатке, особенно интенсивным для имеющих низкую ионную плотность и 18-электронную оболочку. Эта же группа элементов предпочтительно вовлекается в миграцию процессами гидротермального метаморфизма.

Исходя из количества главнейших по распространенности геохимических систем земной коры, магматическое фракционирование и метаморфическое преобразование которых приводит к развитию производных систем (различных дифференциатов и гранитоидов) и эндогенных рудных месторождений, можно назвать три главных по составу источника рудных растворов: ультраосновные, основные и песчано-сланцевые породы. Карбонатные толщи как

источник рудного вещества играют меньшую роль, заметную лишь для свинца, редких земель, стронция, ниобия и некоторых других элементов.

Каждая из названных групп пород, имея принципиально различное происхождение, характеризуется своими специфическими количественными соотношениями элементов и при вовлечении в магматический или метаморфический процесс способна выделить соответственно совершенно различные их ассоциации. Ультраосновные породы или магмы, представляя тугоплавкий остаток метеоритного вещества мантии, естественно, не могут дать сколько-нибудь ощутимое количество легколетучих, подвижных и химически активных элементов, ибо они практически уже лишены их. Поэтому с негибридными ультраосновными породами обычно связаны лишь остаточные концентрации наиболее тугоплавких и химически инертных металлов: хрома, платиноидов и отчасти золота. Причины «редкометальности» некоторых щелочных гипербазитов в должной мере еще не изучены.

Основные породы или магмы в силу своего состава при тех или иных процессах способны к «отдаче» значительно более широкого круга элементов, чем гипербазиты, и более всего тех элементов, концентрация которых в силикатных продуктах дифференциации основных магм понижается. Поэтому круг месторождений, связанных генетически как с источником с основными породами, охватывает элементы с повышенным кларком в базальтоидах по сравнению с кларком в средних или более кислых породах, а именно: железо, кобальт, никель, титан, ванадий, медь, цинк, золото, ртуть и некоторые другие (см. табл. 11).

Наконец, с третьим типом источника вещества в рудообразующих процессах — глинистыми сланцами — связаны главным образом эпигенетические месторождения элементов, которые обнаруживают склонность накопления в глинистых осадках: олово, бериллий, тантал, уран, торий, литий, бор, цирконий, сурьма, ртуть, висмут и другие из числа элементов с отношением  $C_c/C_v > 1$  (см. табл. 11).

Механизм извлечения и способы концентрации элементов могут при этом существенно различаться и тем самым несколько корректировать «заданную» составом источника рудоносность. Вопрос этот изучен еще недостаточно, но некоторые имеющиеся данные позволяют предположить, что магматический процесс вовлекает в миграцию и рудообразующий процесс более широкий состав элементов, чем гидротермальный метаморфизм.

Наиболее ярко эти три разные по источникам вещества группы месторождений вполне самостоятельно проявлены: первая в габбро-пироксенит-дунитовых комплексах Урала, вторая — в офиолитовых формациях начальных этапов развития геосинклиналей и траппах платформ и третья — в связи с гранитами среди флиш-идных отложений многогеосинклиналей.

Все обилие промежуточных по составу месторождений в связи с гранитоидными магмами обязано разнообразию состава отложений в области образования магм. На первый взгляд, неопределенность металлогенического облика гранитоидных магм по существу точно выражает заимствованный характер их состава и рудоносности. Эта зависимость подчеркивается устанавливаемой корреляцией состава рудных месторождений, связанных с гранитоидами с составом вмещающих их формаций (Щербаков, 1964). Гранитоидными магмами с удивительной последовательностью наследуются как самые общие, так и едва уловимые геохимические особенности эволюционирующего с глубокого архея состава песчано-сланцевых комплексов, как недавно убедительно показано А. Б. Роновым (1964). Значение осадочной дифференциации вещества в существующем разнообразии изверженных пород земной коры недавно было признано Т. Бартом (1962). Не менее четко А. И. Тугаринову (1963) удалось выявить зависимость формирования эндогенных урановых провинций от закономерностей развития осадочного выполнения геосинклиналей.

Общую качественную и количественную картину направленной геохимической эволюции состава осадочных пород и связанных с гранитоидами рудных месторождений дает анализ отношений частных кларков элементов в глинистых сланцах к их частным кларкам в базальтоидах  $C_c/C_v$ .

В результате различной скорости перехода каждого элемента из мирового океана в осадок при цикличности осадочного процесса разница состава глинисто-сланцевых отложений неизбежно прогрессирует во времени. Концентрация металлов в них постепенно изменяется прямо пропорционально величине  $C_c/C_v$  и количеству переотложений вещества. А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым (1956) наряду с общей направленностью очень медленного процесса изменения содержания элементов в глинах установлена его неравномерность. Все это позволяет в различных кларках сланцев и базальтоидов видеть не только тенденцию изменения содержания элемента в ходе осадочной дифференциации, но также и интеграл таких изменений за время с начала на Земле водной эрозии и морского осадконакопления.

В конечном счете наиболее обогащенными элементами с  $C_c/C_v < 1$  при наименьшей концентрации элементов с  $C_c/C_v > 1$  оказываются спилит-кератофировые, диабаз-порфириновые и образовавшиеся за счет их размыва терригенные граувакковые формации первичных геосинклиналей. В ходе формирования подвижных складчатых поясов накопление и перемыв выполняющих геосинклиналь отложений приводит к постепенному обеднению сланцевых толщ элементами с  $C_c/C_v < 1$  и соответственно к обогащению их элементами, все более склонными к накоплению в сланцах. Максимально возможные содержания тех или иных элементов с отношением  $C_c/C_v > 1$  накапливаются в сланцевых комплексах,



развивающихся на кислом гнейсовом фундаменте, прошедшем длительную историю перемылов, переотложений и метаморфизмов, т. е. историю предварительной весьма высокой концентрации элементов с  $C_c / C_v > 1$ . Тихоокеанский рудный пояс с оловянным оруденением в его пределах, особенно во внешней части, несомненно представляет один из ярких примеров регионов подобного типа.

Общий уровень геохимической дифференциации вещества земной коры каждого региона и степень концентрации химических элементов в слагающих его толщах полностью определяют характер металлоносности гранитоидов и зон гидротермального метаморфизма, возникающих в этих толщах. Проявляясь среди вулканогенно-граувакковых формаций эвгеосинклинального типа, гранитоиды и зоны гидротермального метаморфизма обычно сопровождаются месторождениями золотых, медных, цинковых, магнетитовых, колчеданных и полиметаллических руд. К провинциям подобного типа развития принадлежат рудные провинции Канадского щита, Западной Австралии, Урала, Кузнецко-Саянской горной области, частично Закавказья и некоторые другие.

Главные рудообразующие металлы отличаются низкими коэффициентами концентрации в сланцах. Гранитоиды этих районов, образуясь в пределах вулканогенно-граувакковых комплексов, характеризуются умереннокислым, плагiogранитным, гранодиоритовым и более основным составами. Чем более многократно переотложения и совершенней дифференциация геосинклинального выполнения, тем более кислым и ультракислым становится состав развивающихся в нем гранитоидов и более «редкометальным» — оруденение. Флишoidные формации поздних этапов развития складчатых областей многоэосинклинального типа часто служат осадочными концентраторами олова, вольфрама и бериллия; в их известковистых фациях повышается содержание редких земель, фосфора, стронция, ниобия; в углеродистых черных сланцах — ванадия, урана, молибдена и т. д. Проявление в этих комплексах метаморфических и магматических процессов приводит к возникновению соответствующих эндогенных рудных провинций (рис. 13, 14, 15, 16).

Следствием закономерного постепенного изменения состава геосинклинальных отложений является столь же определенная эволюция эндогенной металлогении. Смена рудных комплексов от начальных к конечным этапам формирования складчатых поясов в общих чертах происходит в последовательности возрастания величины отношения  $C_c / C_v$ . Эта смена объясняет эмпирически установленную Ю. А. Билибиным (1959, 1961) и уточняемую И. Г. Магакьяном (1959), Е. Е. Захаровым (1959), В. Т. Матвеевко (1960), П. М. Татариновым (1963), А. И. Семеновым (1964) и другими исследователями закономерность металлогенического развития рудных комплексов. Наблюдаемые иногда нарушения этих законо-

мерностей в отдельных регионах в большинстве случаев легко могут быть истолкованы с позиции унаследованности металлов эндогенных рудных комплексов из пород, захватываемых метаморфическими и магматическими процессами. Понятной становится причина различия выделяемых В. И. Смирновым (1963) двух типов металлогенического развития — миегосинклинального и эвгосинклинального. Получает объяснение подмеченная многими геологами и наиболее ярко сформулированная П. Н. Кропоткиным (1955) обусловленность рудоносности гранитоидов составом вмещающих формаций.

Благодаря устанавливаемой зависимости металлогении районов от уровня их геохимической эволюции становится понятной часто наблюдаемая тенденция затухания во времени концентрации элементов с  $C_c/C_v < 1$  и нарастания концентрации элементов с  $C_c/C_v > 1$ . Так, наиболее крупные кембрийские золоторудные месторождения в Кузнецком Алатау сменяются все более мелкими и менее распространенными месторождениями, образовавшимися в ордовике, девоне и позже — вплоть до юры.

Обратную картину постепенного возрастания во времени роли оловянных месторождений можно наблюдать в Тихоокеанском рудном поясе. Вместе с тем еще раз со всей определенностью следует подчеркнуть, что, в то время как условия рудоотложения зависят от структурно-литологических свойств вмещающих пород, сама потенциальная возможность возникновения рудных концентраций в данном районе в первую очередь обуславливается не структурным или временным факторами, а уровнем концентрации тех или иных элементов в формациях, становящихся объектом процессов магмообразования и гидротермального метаморфизма.

Итак, классификация рудных месторождений по составу, а не по агрегатному состоянию (порода — магма) источника вещества, несмотря на весьма общий характер, отражает причинную связь оруденения, магматизма, осадкообразования, развития геотектонических структур земной коры и химического состава слагающих их геологических формаций. Тем самым эта классификация не просто иллюстрирует, но и объясняет строгую ограниченность состава рудных ассоциаций элементов, образующихся в пределах определенных геохимических систем в связи с их эволюцией. Подобная корреляция состава эпигенетических эндогенных концентраций вещества с составом доступных для анализа, а нередко и непосредственно выходящих на современную дневную поверхность отложений, заставляет принципиально пересмотреть значение глубинных разломов в эндогенном рудообразовании. Во всяком случае, если признать их роль в выносе металлов из подкоровых глубин и согласиться с мнением о возможном выносе из этих глубин тяжелых металлов сквозьмагматическими растворами, то нужно не учитывать корреляцию состава эндогенных месторождений с составом вмещающих и

подстилающих их формаций даже там, где со всей определенностью геологически устанавливается пространственная приуроченность этих месторождений к настоящим глубинным разломам, ограничивающим структурно-формационные зоны с разным характером разрезом.

Если бы по глубинным разломам действительно могли выноситься из подкоровых глубин металлы с повышенной ионной плотностью и подобный процесс определял металлогенический облик складчатых областей, то хотя бы где-нибудь, например среди офиолитовых комплексов начальных этапов развития первичных геосинклиналей, могла бы проявиться вдоль глубинных разломов чуждая составу таких пород минерализация олова, бериллия, тантала, урана и др. В свете приведенных данных есть все основания полагать, что гипотезу о роли подкоровых глубин как прямых источников металлов с повышенными ионными плотностями ожидает участь когда-то также популярной гипотезы о преимущественной концентрации железа в холодных странах, а золота — в жарких.

Представить в первом приближении хотя бы относительные расстояния переноса химических элементов от источников до мест концентрации позволяет, как уже отмечалось, сопоставление их ионных плотностей. Практически об отсутствии какого бы то ни было разобщения областей выноса и отложения можно говорить для элементов с наибольшими значениями ионных плотностей, т. е. для платиноидов (см. табл. 3). Небольшую разобщенность можно предполагать для тантала, ниобия, вольфрама в высшей его валентности, олова и др. Средними и несколько изменяющимися в зависимости от конкретных физико-химических условий расстояниями переноса характеризуется большая группа элементов, главным образом сульфидных месторождений — свинец, цинк, железо, медь, кобальт, отчасти золото и серебро — и наибольшими — теллур, сурьма и ртуть. Участие в разнотемпературных парагенезисах и весьма отличающиеся расстояния переноса характерны для элементов, которым свойственно нахождение в растворах в разновалентном состоянии. Сюда принадлежит висмут, сурьма, вольфрам, мышьяк.

Слабая изученность процессов гидротермального метаморфизма позволяет пока высказать лишь предположение о, вероятно, весьма небольших расстояниях переноса выщелачиваемых растворами из пород элементов с низкими ионными плотностями и о все более ограниченных возможностях выщелачивания и переноса элементов по мере возрастания их ионных плотностей. Настоящее предположение нуждается в проверке, тем более, что решение этого вопроса необходимо для прогнозных оценок рудоносности областей различного характера гидротермального метаморфизма в районах развития различающихся по составу сложений.

Суммировать изложенные соображения относительно зависимости состава ассоциаций элементов в эндогенных месторождениях от состава источников рудного вещества и термодинамических условий его концентрации помогает приведенный в главе IV рис. 28 (стр. 186). Смена рудных концентраций в ходе развития складчатых областей, будучи зависимой от изменения состава геосинклинального выполнения в пределах данной структурно-формационной зоны, в первом приближении отвечает последовательности возрастания кларковского отношения  $C_c/C_0$  (ось ординат).

Смена ассоциаций рудных элементов для каждого конкретного рудообразующего процесса одной эпохи проявляется в общем в направлении понижения ионных плотностей вдоль оси абсцисс. В этом же направлении сменяют друг друга ассоциации элементов по мере удаления от источника растворов в случае проявления зональности отложения. В близповерхностной фации магматического источника при последовательном затухании его на глубину проявляется телескопирование (например, в трансильванских золоторудных месторождениях). На ранние ассоциации элементов с относительно высокими ионными плотностями накладываются ассоциации элементов с более низкой ионной плотностью, оказывающиеся нередко весьма выдержанными на глубину.

Приведенная на рис. 28 схема обусловленности рудных ассоциаций составом источника вещества и энергетическим уровнем процесса отражает одновременно динамику развития металлогенических провинций как составную часть более общего и грандиозного процесса химической эволюции земной коры при исключительно важной роли экзогенных процессов. Она позволяет сформулировать мысль о том, что сходство степени и области накопления элемента в ходе осадочной дифференциации отражает своеобразные, долгое время остававшиеся необъясненными общие законы специализации эндогенных металлогенических провинций, подобные законам для урана, обоснованным А. И. Тугариновым (1963). Крайние различия в степени накопления, например химических элементов в глинистых сланцах, можно рассматривать как одну из основных причин антагонизма элементов в эпигенетических гидротермальных месторождениях. Пространственное совмещение разного состава пород в области питания рудоносных растворов создает «гибридные» ассоциации, повторяемость которых обусловлена лишь благоприятными условиями совместной концентрации, в частности при наложении разных стадий оруденения, например касситерита и сульфидов, железа, цинка, меди и свинца, а иногда и золота, золота и урана и т. д.

В качестве одного из аспектов анализа рассматриваемой зависимости эндогенных ассоциаций элементов от их свойств и рас-

пространенности в геохимических системах данной рудной провинции следует отметить определенную корреляцию их с теми или иными магматическими комплексами. На рис. 28 настоящая корреляция отражена только частично. На рисунке видно, что накоплению в геосинклинали все больших масс песчано-сланцевых отложений соответствует появление все более кислых гранитоидных комплексов с иной металлоносностью — уже не «фемического», а «сиалитического» типа. О прямой функциональной связи этих явлений мы уже говорили. Теперь лишь отметим, что для большой группы элементов, как известно, непосредственная генетическая связь с крупными телами магматических пород не устанавливается. При этом обычно имеет место связь тех или иных месторождений с малыми интрузиями (Билибин, 1959, 1961; Абдуллаев, 1954; Lewis, 1955; Бородаевская, 1955, 1956; Апельцин, 1957; Шипулин, 1956, 1957, 1958; Михалева, 1963).

Обширный материал по происхождению, распространенности и рудоносности малых интрузий в результате устанавливаемых закономерностей приобретает несколько иное освещение. Наряду с твердо доказанной их гетерогенностью и приуроченностью к ним многих месторождений приходится констатировать определенно преимущественную связь с ними месторождений элементов с низкими ионными плотностями (Pb, Zn, Cu, Au, Hg, Sb и др.) при сохранении упомянутой корреляции их состава с составом формаций верхних структурных этажей рудных провинций, даже в случае наиболее глубинного базальтического источника магм малых интрузий. Так, колчеданные месторождения, развивающиеся в видимой связи с малыми интрузиями Салаира и Алтая почти не выходят за пределы вулканогенных формаций диабазового, порфиритового, реже риолитового составов; золотые месторождения высокотемпературных типов с связи с малыми интрузиями в Алтае-Саянской складчатой области практически не выходят за пределы формаций с повышенным кларком золота. Наконец, как удалось убедительно доказать Ф. К. Шипулину (1956, 1957), глубинное происхождение и гибридный состав магмы имеют малые интрузии Юго-Восточного Приморья, с которыми именно в песчанико-сланцевых комплексах наблюдается преимущественная связь оловянных месторождений, а в существенно вулканогенных толщах — полиметаллических.

Резюмируя сказанное, следует подчеркнуть, что приведенные закономерности не позволяют отождествлять источники вещества малых интрузий и рудных месторождений, с ними ассоциированных. Это относится главным образом к самостоятельным малым интрузиям, выделяемым Ф. К. Шипулиным (1964) в отличие от мелких интрузивных тел, связанных с большими плутонами. Можно также отметить, что в связи с малыми интрузиями вообще, а с «самостоятельными» в особенности определенно возра-

стает роль рудного вещества, заимствованного гидротермальными процессами из пород, вмещающих интрузии. Способствующим этому фактором является повышенная проницаемость пород в зоне малых интрузий. Следует, на наш взгляд, согласиться с мнением Ф. К. Шипулина (1964), характеризующего связь оруденения с самостоятельными интрузиями как структурно-геологическую, что отражает принадлежность интрузий и руд к разным процессам, лишь в силу названных обстоятельств пространственно связанных. В таком понимании настоящей связи проведенный геохимический анализ приводит к выводам, вполне соответствующим конкретным данным о происхождении и рудоносности малых интрузий. Преимущественная приуроченность многих рудных месторождений к апофизам крупных интрузий объяснима тем, что апофизы фиксируют собой область максимального отделения летучих и начала кристаллизации фазы.

### **СВЯЗЬ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ОСАДКООБРАЗОВАНИЕМ, МАГМАТИЗМОМ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ЗАКОНА В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Поскольку осадкообразование и магматизм являются процессами дифференциации химических элементов, регулируемым строением и свойствами последних, мы вправе рассматривать формирование состава осадочных и магматических пород с позиций периодического закона. Реальную основу для этого дает нам установленная периодичность кларковых отношений между исходными и производными продуктами геохимических процессов (см. главу I, рис. 2).

Эволюция состава земной коры и генетически обусловленное развитие ею в пространстве и времени определенных по составу металлогенических провинций рассматриваются как в плане необратимого взаимодействия различных геохимических процессов, главным образом осадочного и магматического. Количественное выражение направленности и результатов этих процессов, выявляемое на основе периодического закона, должно и может быть единственно надежным критерием правильности геологических гипотез о закономерностях происхождения и размещения любых концентраций вещества. Наиболее строгой и лаконичной формой обобщения такого рода количественных характеристик геохимических процессов и их продуктов, по-видимому, может стать геохимическая классификация элементов. Так как геохимия изучает количества и распределение химических элементов в Земле, а также историю и законы развития геохимических систем в зависимости от свойств атомов и ионов, геохимическая классификация призвана отразить эту зависимость.

Наиболее общим принципом геохимических классификаций до сих пор было выделение групп элементов по сходным свойствам и чертам поведения в геологических процессах. При этом имела место расплывчатость границ между выделяемыми группами, что можно объяснить неоднородностью классификационных признаков: например, платиноиды, благородные металлы, газы и металлоиды выделены по химическим свойствам, редкие элементы — по распространенности, элементы магматических эманаций — по генетическому признаку, самостоятельная группа — по явлению радиоактивности (Заварицкий, 1950), рассеянные элементы — по форме нахождения, циклические — по обратимости процессов, в которых участвуют элементы (Вернадский, 1934) и т. д. Неоднородность признаков допускает возможность одновременного отнесения элемента к разным группам: благородного и радиоактивного к циклическим, редкого — к рассеянными и радиоактивным и т. п. Однородностью классификационных признаков для всех элементов отличается систематика Гольдшмидта (1933); однако с аргументацией «холодного» способа происхождения Земли (Виноградов, 1959) первоначальное генетическое значение выделенных групп утратилось.

Общей особенностью упомянутых классификаций является ограниченность характеристики элемента и той группы, в которую он отнесен по какому-либо признаку: редкий, рассеянный, халькофильный, радиоактивный и т. д., что не позволяет раскрыть свойства и черты элементов в разных процессах и на разных этапах их геохимической истории. Наконец, сам принцип геохимической классификации элементов по их свойствам нам представляется методологически не совсем удачным, так как строение и свойства элементов изучаются и классифицируются физикой и химией. Поскольку же цель геохимии состоит в выяснении истории элементов (Вернадский, 1934), а история воссоздается прежде всего по результатам, а не причинам явлений, постольку в основу геохимической классификации элементов, на наш взгляд, лучше положить результаты геохимических процессов, зафиксированных в частных кларках и кларковых отношениях генетически связанных систем.

Классификации только по химическим признакам лишь косвенно затрагивают вопросы истории элементов. Они недостаточны для понимания закономерностей химической эволюции Земли и не могут способствовать количественной оценке геохимических процессов (Заварицкий, 1950). Решение этих задач неизбежно подразумевает использование кларков (Виноградов, 1959). Кроме того, такая геохимическая классификация элементов должна основываться на данных о происхождении Земли, отдельных геохимических систем и их связях между собой. Существующие классификации почти всегда в той или иной мере исходят из представлений о способах дифференциации вещества Земли и о

связях геохимических систем (Вернадский, 1933; Гольдшмидт, 1933; Заварицкий, 1950; Ферсман, 1953). Получившая в последние годы глубокое обоснование «холодная» теория происхождения Земли (Шмидт, 1944; Виноградов, 1959, 1962; Угеу, 1951, 1952) позволяет с иных, чем это прежде делалось, позиций подойти к геохимической классификации. Нами за основу, как ранее уже отмечалось, принята аргументированная А. П. Виноградовым (1959) схема расщепления и дегазации исходного метеоритного вещества мантии с образованием тугоплавкого ультраосновного остатка, легкоплавкого базальтового слоя и «особой планетной фракции», т. е. атмосферы и гидросферы при последующем взаимодействии эндогенного и экзогенного процессов.

Исходя из того, что количественная оценка процессов формирования геохимических систем возможна лишь путем анализа распределения в них химических элементов (Виноградов, 1952, 1962), предлагается использовать в качестве главного классификационного признака частные кларки. Все элементы можно подразделить на четыре группы по их максимальной концентрации в хондритах, базальтах, сланцах и легких геосферах, воспользовавшись для этого данными А. П. Виноградова (1962). Такое подразделение отражает специфику состава главных по распространенности и относительно устойчивых геохимических систем Земли, формирование которых происходило принципиально разными способами (табл. 21). Относительное постоянство частных кларков в главнейших системах, как известно, обязано прежде всего энергетической определенности процессов их формирования, и оно тем более однообразно, чем ближе состав исходного вещества. Вещество метеоритов возникло на Солнце, базальтоидов и легких оболочек — путем фракционирования метеоритного вещества, сланцев — в результате седиментационной дифференциации.

Элементы гранитов в предлагаемой систематике самостоятельно не выделены, поскольку гранитоиды и связанные с ними месторождения рассматриваются здесь как продукты фракционирования гранитоидных магм, возникающих путем расплавления различных пород и соответственно наследующих ту или иную их металлоносность. Состав выделенных групп, таким образом, устанавливается объективно, эмпирически, исходя из средних содержаний элементов в главнейших системах. Небольшое изменение состава выделенных групп возможно с уточнением частных кларков некоторых элементов, и, что особенно ценно, само положение элемента в периодической системе благодаря установленной периодичности кларковых отношений позволяет при сравнительно небольшом количестве анализов отдавать предпочтение тем или другим числам средних содержаний элемента в породах. Так, например, положение индия в окружении элементов, накапливающихся в сланцах и обнаруживающих в гранитах более высокие концентрации, чем в базальтоидах, побуждает нас при определении



[illegible]

Примечание. Группы элементов с максимальной концентрацией: 1 — в метеоритах, 2 — в базальтоидах, 3 — в глинах и глинистых сланцах, 4 — в атмосфере и гидросфере. Отношения частных ларков: базальтоидов и метеоритов  $v/\mu$  (Sn 1,5), гранитоидов и базальтоидов  $\gamma/v$  (Sn 2,0), сланцев и базальтоидов  $c/v$  (Sn 6,7), гранитоидов и сланцев  $\gamma/c$  (Sn 0,3).

частного кларка индия в сланцах отдать большее предпочтение данным его средних содержаний в сланцах  $\geq 3 \cdot 10^{-5}\%$ , чем данным о почти на порядок более низких его содержаниях (Rankama Sahama, 1950; Shaw, 1952; Turekian, Wedepol, 1961; Иванов, 1964). Положению золота в периодической системе также более отвечают частные кларки, устанавливаемые в последнее время (Щербаков, Пережогин, 1964).

Именно отношения средних содержаний элементов в производных геохимических системах к их содержаниям в исходном веществе наиболее объективно отражают количественный итог геохимических процессов. Кларковые отношения генетически связанных систем позволяют понять направленность, масштабы и итог миграции отдельных элементов в определенных процессах.

В табл. 21 под индексом элементов в качестве дополнительных классификационных признаков приведены (сверху вниз) отношения средних содержаний элементов в базальтоидах и каменных метеоритах  $v/\mu$ , в гранитоидах и базальтоидах  $\gamma/v$ , в сланцах и базальтоидах  $c/v$  и в гранитоидах и сланцах  $\gamma/c$ . Отношение  $v/\mu$  представляет коэффициент концентрации элемента в легкоплавкой (базальтоидной) фракции метеоритного вещества мантии. Отношение  $\gamma/v$  показывает степень концентрации элементов в гранитоидах по сравнению с базальтоидами, что, не являясь признаком прямой генетической связи этих классов пород, помогает, как мы увидим, объяснить зависимость состава руд от состава материнских магм. Отношение  $c/v$  можно рассматривать как коэффициент концентрации элемента в сланцах по сравнению с базальтоидами. Сланцевые толщи литосферы за весь период ее эволюции изменили свой средний состав прямо пропорционально этой величине для каждого элемента. Наконец, отношение  $\gamma/c$  для большинства элементов в каком-то приближении может характеризовать степень выноса или концентрации элемента в гранитах по сравнению со средним составом сланцев.

Вытекающая из периодичности кларковых отношений их зависимость от периодических свойств атомов позволяет путем корреляции устанавливать причины поведения элементов в различных процессах. Заполнение, например, 3d-подуровня последовательно повышает второй ионизационный потенциал, химическую инертность элемента, его тугоплавкость, что вполне объясняет одновременное понижение отношений  $v/\mu$  и  $\gamma/c$  в ряду Ti—V—Cr и затем в ряду Mn—Fe—Co—Ni. Значительное повышение этих отношений от Cr к Mn объясняется добавлением валентного электрона 4s<sup>2</sup>. Отсюда видно, в какой степени использование в классификации кларковых отношений не только способствует количественной оценке направленности и конечного результата миграции элементов в разных типах процессов, но и дает возможность анализа их причинной обусловленности.

Геохимическое значение групп элементов, выделяющихся

специфичностью частных кларков и кларковых отношений, мы проследим на примере анализа зависимости состава руд от состава магм. Подобная постановка вопроса имеет смысл, если магматогенное рудообразование неразрывно связано со всем ходом геохимической эволюции Земли и отражается в балансе вещества, вовлекаемого в процессы формирования главнейших геохимических систем: гипербазитов, базальтоидов, сланцев, гранитоидов и др. О том, что такое допущение не абсурдно, свидетельствует прежде всего ограниченность металлоносности гипербазитов чистой линии элементами первой группы, т. е. элементами из числа наиболее концентрирующихся в мантии. О том же говорит металлоносность базальтоидов, характеризующаяся элементами первой и второй выделенных групп и ограничивающаяся элементами с величиной отношения  $\gamma/v < 1$ . Месторождения элементов с отношением  $\gamma/v > 1$  для основных магм не характерны. Металлоносность гранитоидов наиболее многообразна и благодаря их «вторичной» природе не исчерпывается элементами какой-либо отдельной группы, а целиком определяется составом переплавляемых пород. Гранитоиды в вулканогенных формациях существенно основного состава и в граувакковых комплексах эвгеосинклиналей сопровождаются месторождениями элементов с отношением  $c/v < 1$  или в основном элементов первой и второй групп. Для гранитных массивов, возникающих за счет сланцевых толщ, главным образом миогеосинклиналей, характерны месторождения элементов с отношением  $c/v$ , т. е. в основном элементов третьей группы, накапливающихся в сланцах. Подобную зависимость своего состава от состава вмещающих формаций должны обнаруживать месторождения, возникшие в процессе гидротермального метаморфизма.

Общие закономерности смены состава эпигенетических месторождений в зависимости от типа развития складчатых областей и в ходе этого развития также объяснимы уровнем геохимической эволюции состава вулканогенно-осадочного геосинклинального выполаживания и поэтому в наиболее общем случае соответствуют последовательности возрастания отношения  $c/v$ . Обычные отклонения от строгой последовательности объяснимы специфичностью состава структурно-формационных зон.

Таким образом, рассмотренная лишь в самых общих чертах классификация, объективно отражая связь распределения элементов в Земле с их свойствами и историей формирования земной коры, объединяет большое количество широко известных явлений, обычно воспринимаемых независимо. Тем самым упрощается и становится более строгой и цельной теоретическая база для решения конкретных задач геохимии, петрологии и рудообразования.

## ВЫВОДЫ

Как показывает проведенное исследование, поведение золота в различных геологических провинциях определяется общими принципами химической эволюции Земли и земной коры.

Потенциальная возможность золотого оруденения в регионе определяется наличием в его пределах пород с повышенным кларком золота и способных к отдаче золота магм. О масштабах золотоносности интрузий позволяет в какой-то мере судить разница содержания золота в излившихся и глубинных магматах. В изучавшихся районах она близка к 0,002 г/т для пород разной основности. Превышение средних содержаний золота в вулканогенных или осадочных породах по сравнению с содержанием в образовавшихся за их счет гранитоидах, по полученным данным, может возрасти примерно до 0,005 г/т. Такие магматические комплексы высокопродуктивны по золоту. Характер пространственных отношений золотой минерализации с этими комплексами определяется в основном тектонической и фациальной обстановкой их формирования. При этом значительные трудности пока представляет распознавание источников золота в месторождениях, связанных с малыми интрузиями разного происхождения. Геохимические индикаторы разнообразия их происхождения и условий золотоносности в достаточной мере еще не разработаны.

Золоторудные месторождения могут также образоваться при вовлечении пород с повышенным содержанием золота в области гидротермального метаморфизма. Относительная значимость и возможное разнообразие подобного рода золотого оруденения, по видимому, достаточно велики, но слабо изучены.

Время и количество эпох золотого оруденения в регионе определяется временем и количеством проявлений в пределах пород с повышенным кларковым содержанием золота магматических и метаморфических рудогенерирующих процессов. Состав элементов, вовлеченных в миграцию, предопределяет наряду с энергетическим уровнем минералообразования состав золотых руд.

Генетический тип золотого оруденения и степень его разобщенности с «золотоматеринской» формацией зависят от тектонической и фациальной обстановки проявления процессов генерации и концентрации рудного вещества. Четкая закономерность того и другого явления составляет одну из основных предпосылок выявления самого факта унаследованности эпигенетическими процессами сингенетичной металлоносности пород, среди которых проявились эти явления. Такая унаследованность золота и сопутствующих ему в рудах элементов аргументируется функциональной зависимостью образования и размещения эпигенетических эндогенных месторождений во времени и пространстве от энергетических свойств элементов, их распределения в главных геохимиче-

ских системах и уровня экзогенной дифференцированности вещества в пределах рассматриваемого участка земной коры.

Периодичность кларковых отношений генетически связанных систем, координаты состава золоторудных месторождений и геохимическая классификация элементов, дополняя друг друга, вскрывают и иллюстрируют глубокую генетическую связь природных ассоциаций химических элементов в рудах и их обусловленность не только свойствами элементов, но и всем ходом тектоно-геохимического развития земной коры. Познание общих причин поведения элементов, их распределения и условий концентрации в рудных провинциях, основанных на внутренних свойствах атомов и ионов, определяемых в свою очередь периодическим законом, должно заметно отразиться на геологической интерпретации наблюдаемых явлений. Оно неизбежно ограничит количество возможных гипотез и построений, объясняющих возникновение тех или иных рудных ассоциаций в определенных обстановках.

Проведенная работа посвящена одному золоту. Данные по другим элементам лишь частично привлекались для более полного понимания геохимии и геологии именно золота. Поэтому сделанные нами общие выводы о поведении химических элементов в ходе формирования рудных провинций, разумеется, не могут претендовать на сколько-нибудь полное воссоздание даже самых общих черт их распределения, перемещения и концентрации. Несомненно, что каждый элемент требует отдельных целеустремленных и последовательных исследований. Однако сказанное не означает независимости принципов поведения различных металлов, поскольку эти принципы определяются их свойствами, положением в периодической системе, кларками и кларковыми отношениями. Несомненно, будут неоднократно уточняться средние содержания в породах и геологических формациях многих химических элементов, в том числе и золота, хотя правильность их порядка для большинства элементов доказывается установлением периодичности их отношений. Предстоит еще выявить и уточнить обусловленность теми или иными свойствами элементов многие черты их поведения в природных процессах и понять специфичность условий их концентрации в различных геохимических системах. Однако ясно, что вне этих свойств, кларков, кларковых отношений и общей направленности химической эволюции земной коры закономерности образования и регионального размещения эндогенных месторождений объяснены быть не могут. Уверенность в этом создает факт глубокого единства явлений геотектонического, химического и металлогенического развития земной коры. Связь этих явлений полностью еще далеко не расшифрована, но она имеет ясное геологическое и геохимическое обоснование. Намечившиеся при изучении геологии и геохимии золота некоторые ее черты составляют основной результат работы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Изд-во АН УзбССР, 1950.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолиздат, 1951.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитными интрузиями. Ташкент, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции, 1959.
- Алабин Л. В. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1963, № 4.
- Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеолтехиздат, 1960.
- Апельцин Ф. Р. Формации малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР.— Материалы II Всес. петрограф. сов. Ташкент, 1958.
- Арнс Л. Х. Использование потенциалов ионизации в геохимии.— В сб. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.
- Баддингтон А. Ф. Соотношение различных типов минерализации с различными типами изверженных пород. Геология рудных месторождений западных штатов США. М., 1937.
- Барсуков В. П. К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Барсуков В. П. О минералах-индикаторах бороносности скарнов.— Геохимия, 1960, № 5.
- Барсуков В. П. Некоторые вопросы геохимии бора.— Геохимия, 1961, № 7.
- Барсуков В. П. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий.— Труды геохимич. конфер., посвящ. столетию со дня рожд. акад. В. И. Вернадского, т. II. Изд-во «Наука», 1964.
- Барт Т. Ф. Иден о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— Геохимия, 1962, № 4.
- Бацанов С. С. Электроотрицательность элементов и химическая связь. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 1.
- Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распространения в них редких элементов.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Международ. геол. конгр. Проблема 1. Госгеолтехиздат, 1960.
- Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах.— Труды геохимич. конфер., посвящ. столетию со дня рожд. акад. В. И. Вернадского, т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Беус А. А., Ойзерман М. Т. О распределении рубидия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и таллием.— Геохимия, 1965, № 11.

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1955.
- Билибин Ю. А. 1. Общие вопросы металлогении золота.— Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Билибин Ю. А. 2. О роли батолитов в золотом оруденении СССР.— Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Билибин Ю. А. 3. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1961.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.— Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1961.
- Билибин Ю. А. Основные черты структуры, магматизма и металлогении южной части Советского Дальнего Востока.— Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1961.
- Богданович К. И. Рудные месторождения, т. I, II. СПб., 1912—1913.
- Бокий Г. Б. Кристаллохимия, 1960.
- Болдырев А. К. Основные понятия в геохимическом учении о концентрации, аккумуляции и рассеянии. Изд-во АН СССР, 1936.
- Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов в развитии тектоно-магматического цикла.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Бородаевская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послевранского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья.— Изд. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Бородаевская М. Б. Возрастные соотношения колчеданных руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород.— В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра». 1965.
- Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота.— Труды ЦНИГРИ, 1960.
- Булытников А. Я. Золоторудные формации Кузнецкого Алатау. Томск, 1933.
- Булытников А. Я. Золото Салаира, Кузнецкого Алатау и Саяна.— В сб. «Полезные ископаемые Западной Сибири». Томск, 1934.
- Булытников А. Я. 1. Золото-турмалиновая с шеелитом формация Салаирского кряжа.— В сб. «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 1. Изд-во АН СССР, 1938.
- Булытников А. Я. 2. Золото.— В сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». Томск, 1938.
- Булытников А. Я. Особенности рудоносности диоритовой каледонской интрузии Салаирского кряжа.— Вестн. ЗСГРТ, вып. 4. Томск, 1948.
- Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной области.— Труды Томского ун-та, 1948, 102.
- Булытников А. Я., Врублевский В. А. О контактовых месторождениях золота Алтае-Саянской горной страны.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Булытников А. Я. О малых интрузиях и связанной с ними рудоносности.— В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд-во Томск. ун-та, 1962.
- Булытников А. Я. О магматических золотоносных комплексах Алтае-Саянской горной страны.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд-во Томск. ун-та, 1964.
- Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. Цветные металлы 3; 4; 5; 6; 1939.
- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. ИЛ., 1949.
- Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки М.—Л., Цветметиздат, 1932.

- Вейц Б. И. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1953, № 124, вып. 16.
- Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. I—III. Изд-во АН КазССР, 1957—1959.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I. Избранные сочинения, т. IV. Изд-во АН СССР, 1959.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. Изд-во «Наука», 1965.
- Виноградов А. П. Геохимия изотопов.— Изв. АН СССР, 1954, № 3.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, 1961, № 1.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений.— Геохимия, 1956, № 6.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана.— Геохимия, 1957, № 1.
- Воларович Г. П. 1. О закономерностях размещения золотоносных районов на территории СССР.— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
- Воларович Г. П. 2. Геологические особенности золотоносных областей Урала, Сибири и Дальнего Востока.— Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 5. М., 1961.
- Володин В. Ф. О погребенных золотоносных россыпях Северного Казахстана.— Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 4. М., 1957.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1954.
- Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов.— Труды ГИН АН СССР, 1955, вып. 162.
- Вольфсон Ф. И. Главнейшие типы свинцово-цинковых месторождений.— Сов. геология, 1956, сб. 53.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений.— Труды Ин-та геол. рудн. месторожден., петрогр., минерал. и геохимии АН СССР, вып. 44, Изд-во АН СССР, 1961.
- Вопросы геологии Австралии. Тектоническая схема Австралии. Изд-во «Мир», 1965.
- Гельман М. Л. Амфиболитовая фация мезозойского метаморфизма в низовьях р. Колымы.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан, 1961.
- Гельман М. Л. Триасовая диабазовая формация Аняйской зоны (Чукотка).— Геол. и геофиз., 1963, № 2.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Годовиков А. А. О примесях серебра к галениту и серебросодержащем галените некоторых месторождений Западных Карпат.— Карпатско-Балканская геологическая ассоциация, VII конгресс. Доклады. часть III. София, 1965.
- Гольдшмидт В. М. Проблемы и методы геохимии.— В кн. «Основные идеи геохимии», ОНТИ, 1933.
- Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. ОНТИ, 1938.



- Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В сб. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- ГоньшакOVA В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 61. Изд-во АН СССР, 1961.
- Гореванов Е. И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, вып. I. Томск, 1934.
- Горжеvский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В сб. «Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.
- Горностаев Н. Н. Геология Горного Алтая.— В сб. «Ойротия». Изд-во АН СССР, 1937.
- Городинский М. Е., Паракецов К. В. Стратиграфия и тектоника мезозойских отложений Раучуанского прогиба.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 14. Магадан, 1960.
- Гранэ И. Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае.— Изв. Сиб. отд. РГО, 1915, 3, вып. 1—2.
- Гранэ И. Г. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая.— Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 38. Омск, 1916.
- Григорьев И. Ф. Связь оруденения с интрузивными породами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Дембо Т. М. О погребенных россыпях в Степнянском районе Северного Казахстана.— Сов. геология, 1941, № 4.
- Дембо Т. М. Возраст и закономерности золотого оруденения Мариинской тайги.— Сборник материалов по геологии золота и платины. Вып. 9, 1948.
- Дембо Т. М. Геологическое строение и золотое оруденение Северной части Кузнецкого Алатау.— Труды НИГРИЗолото, 1952, вып. 19.
- Дербиков И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Джушке Д. Эволюция вулканизма в районе Бая-Маре, Карпато-Балканская Ассоциация. Изд-во АН УССР, 1960.
- Дистанова А. Н. О мартайгинском интрузивном комплексе.— В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука», 1965.
- Дистанов Э. Г. Генетические особенности полиметаллических месторождений Салаира в кембрийских вулканогенных образованиях.— В сб. «Рудность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Дистанов Э. Г., Кляровский В. М., Ковалев К. Р., Перцева А. П. О возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 5.
- Дистанов Э. Г., Тычинский А. А. Свинцово-цинковые (полиметаллические) рудные формации Алтае-Саянской рудной провинции.— В сб. «Рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1965.
- Дмитриев В. П. Некоторые черты сходства полиметаллических месторождений Алтая и Дальнего Востока.— Бюлл. научн.-техн. информ. Мин. геол. и охр. недр СССР, 1960, № 4.
- Дмитриев В. П. Классификация полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1962, № 2.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 4.

- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.
- Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского узла и их генетические особенности.— Труды ИГЕМ, вып. 23. Изд-во АН СССР, 1959.
- Домарев В. С. Осадочные и осадочно-эффузивные формации подвижных зон и их рудоносность.— В сб. «Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей» (Материалы ВСЕГЕИ, новая серия. 1957, вып. 22).
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б., Опарин О. М. Геологическое строение и возраст Саракюштинского массива гранитоидов (Горный Алтай).— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3.
- Донцова Е. И. Изотопные методы в геохимии.— Природа, 1944, № 1.
- Донцова Е. И. Исследование условий образования некоторых минералов с помощью изотопного метода.— Докл. АН СССР, 1950, 71, вып. 5.
- Донцова Е. И. Кислородный обмен минералов-окисей с углекислотой.— Докл. АН СССР, 1955, 105, вып. 2.
- Другов С. И. Ленский золотоносный район.— Совещ. по металлогении Западного Забайкалья. Тезисы докладов. Иркутск, 1958.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Изд-во АН СССР, 1938.
- Еремин С. К вопросу об образовании увалов.— Вестн. зол., 1896, № 5.
- Заварицкий А. Н. 1. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Заварицкий А. Н. 2. О генезисе колчеданных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 3.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Загружина И. А. К вопросу о возрасте золотого оруденения Чаун-Чукотки.— Колыма, 1962, 6.
- Загружина И. А. Некоторые черты мезозойских гранитоидов восточного побережья Чаунской губы.— Труды Лен. об-ва естествознания, 1963, 73.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса Алтая.— Труды Томск. ун-та, 1956, 135.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы.— В кн. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Звягинцев О. Е. К геохимии золота.— Природа, 1939, вып. 2.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд-во АН СССР, 1941.
- Зеркалов В. И. Вмещающие породы колчеданных месторождений Северо-Восточного Салаира и их роль в распределении оруденения.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1960, вып. 3.
- Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.
- Иванкин П. Ф. 1. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая.— Изв. АН КазССР, серия геол. 1954, вып. 18.
- Иванкин П. Ф. 2. По поводу статьи Л. Н. Бельковской, В. Н. Огнева и А. И. Семенова «Две гипотезы генезиса полиметаллического оруденения на Алтае».— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.

- Иванкин П. Ф. К вопросу об эффузивной и интрузивной гипотезах генезиса полиметаллических руд Алтая.— Изв. СО АН СССР, серия геол., 1958.
- Иванкин П. Ф. О генетических типах и этапах сульфидного оруденения на Рудном Алтае.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, Изд-во АН СССР, 1959.
- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая, Алма-Ата, 1961.
- Иванкин П. Ф. Магматизм и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», т. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов В. В. О парагенезисах гидротермальных месторождений, их геохимических особенностей и возможных источников оруденения.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 10.
- Иванов В. В. Индий.— В кн. «Геохимия редких элементов», т. 1, 1964.
- Ивенсен Ю. П. Опыт изучения морфологии и микроструктуры золота.— Труды Треста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, 1938, вып. 10.
- Ильенок С. С. Особенности металлогении офиолитовой формации Кузнецкого Алатау.— Докл. VII научн. конф., вып. 4, Томск, 1957.
- Казакевич Ю. П. К проблеме изучения золотоносности конгломератов пермокарбона Кузнецкого каменноугольного бассейна.— Сборник «Материалов по геологии золота и платины». Труды НИГРИЗолото, 1948, вып. 9.
- Казакевич Ю. П. Золотоносные россыпи Витимо-Патомского нагорья (Ленского золотоносного района), условия их формирования и размещения.— Научная сессия по изучен. закономерностей размещения россыпей (тезисы докладов). М., 1959.
- Казакевич Ю. П. О формах проявления неотектоники в Ленском золотоносном районе и ее влиянии на условия залегания золотоносных россыпей.— Труды ЦНИГРИ, 1960.
- Казакевич Ю. П., Божинский А. П. Закономерности формирования и размещения золотоносных россыпей Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», т. 4, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Казакевич И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна.— Труды Всес. научн.-иссл. ин-та, 1961, 58.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостехиздат, 1958.
- Карташов И. П. Генетическая классификация аллювиальных отложений и связанных с ними россыпей.— II сов. по геол. россыпных месторожд. полезн. ископ. (тезисы докладов). М., 1964.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.
- Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т. О геохимической и металлогенической специализации магмы.— В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампальского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геоф., 1961, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.

- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— Материалы ко II Всес. петрогр. сов. Ташкент, 1958.
- Коржинский Д. С. Кислотоосновное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— Труды II Всес. петрогр. сов., 1960.
- Коржинский Д. С. Проблема физико-химической теории петрологических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.
- Коробейников А. Ф. О структурных условиях отложения золота при формировании золоторудных месторождений Коммунара (Хакасия).— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд-во Томск. ун-та, 1964.
- Косалс Я. А., Сухоруков Ф. В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая.— В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Костюк В. П. Минералогическая характеристика Закарпатья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Костюк В. П. 1. К вопросу о миоценовом (допаннонском) вулканизме Закарпатья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Костюк В. П. 2. До питання про вік деяких габроїдних порід Закарпаття.— Докл. АН УРСР, 1959, № 10.
- Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат.— Впдавництво АН УРСР, 1961.
- Крейтер В. М. Материалы к вопросу о миграции золота в окисленных зонах молчеданных месторождений на примере Блавинского месторождения.— Труды МГРИ, 1941, 17.
- Крейтер В. М. О поведении золота в зоне гипергенеза.— Труды Минцветметзолото, 1947, № 16.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Крейтер В. М., Крейтер Д. С. Геологическая оценка золоторудных месторождений по выходам.— Сов. геология, 1946, № 17.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Волынский И. С., Крестовников А. Н., Кувичинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
- Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов.— Сов. геология, 1940, № 9.
- Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. Тектоника Центрального Казахстана, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1948.
- Кропоткин П. Н. К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях.— Сов. геология, 1955, 43.
- Крук Т. История учения о рудных месторождениях.— ОНТИ, 1938.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития Алтае-Саянской горной области.— Труды ЗСФАН, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.— Изв. вост. филиалов АН СССР, 1957, № 2.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз., 1963, вып. 13.

- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В сб. «Рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во СО АН СССР, 1966.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Кузнецов Ю. А. 1. Главные типы магматических формаций. Госгеолтехиздат, 1964.
- Кузнецов Ю. А. 2. Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. Проблема 16, 1964.
- Кузьмин А. М. Материалы к расчленению отложений ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Томск, 1929.
- Куроода, Санделл Э. Геохимия молибдена.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Кюз А. К. Золото и редкие металлы в южной части западного склона Кузнецкого Алатау. Томск, 1933.
- Кюз А. К. Геологический очерк Спасского золоторудного месторождения. Юго-западный склон Кузнецкого Алатау (Горная Шория). Томск, 1934.
- Кюз А. К. Материалы по геологии золота западного склона Кузнецкого Алатау.— В сб. «Тр. зол. разв.», вып. 1, 1935.
- Лапин Б. Н. К вопросу о генезисе некоторых девонских пирокластических пород Горного Алтая.— Изв. СО АН СССР, 1958, № 1.
- Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз., 1963, вып. 13.
- Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— Цветные металлы, 1940, № 3, 4.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Несколько мыслей о дифференциации и природе магмы (1915).— Избранные труды, т. 1. Изд-во АН СССР, 1949.
- Линдгрэн В. Месторождения золота и платины.— ОНТИ, 1932.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, вып. 3.— ОНТИ, 1935.
- Лопатин Г. В. О раз мере транзитной части водной эрозии.— Докл. АН СССР, 1953, 73, № 1.
- Лопес В. М. Венесуэла. Очерки по геологии Южной Америки. ИЛ, 1959.
- Лугов С. Ф. Мезозойские гранитоиды Чукотки и связь с ними оруденения.— Сов. геология, 1959, № 10.
- Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3.
- Магакьян М. Г. Главнейшие промышленные семейства и типы руд.— Записки Всес. мин. об-ва, серия 2-я, 1950, вып. 4.
- Магакьян М. Г. Основы металлогении материков. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1959.

- М а с а й т и с В. Л. Петрология Аламдшахской трапповой интрузии.— Труды ВСЕГЕИ, 1958, 22.
- М а т в е е н к о В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Тр. ВНИИ-4, 1960, вып. № 64.
- М а т в е е н к о В. Г. Доклад об эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Л., 1961.
- М а т в е е н к о В. Т., Ш а т а л о в Е. Т. Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Геол. рудн. месторожд. 1963, № 2.
- М и р ч и н к С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении золотоносных россыпей.— В кн. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.
- М и т р о п о л ь с к и й А. С. Метаморфизм пород и условия образования щелочных метасоматитов в Уйменской депрессии Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- М о н и ч В. К. Геоморфологический очерк Кузнецкого Алатау. Изд-во треста «Золоторазведка и НИГРИЗолото, 1937, вып. 6.
- М о н и ч В. К. 1. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1938, № 1.
- М о н и ч В. К. 2. К петрологии района Бериккульского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды Томск. ун-та, 1938, 93.
- М о с с а к о в с к и й А. А. Тектоническое развитие минусинских впадин и их горного обрамления в докембрий и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- М о с т о в и ч В. Я. Обработка золотосодержащих руд.— ГОНТИ, 1932.
- М и х а л е в а Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении.— Труды Ин-та геол. и геофиз., 1963, вып. 13.
- Н а б о к о С. И. Вулканические экзальтации и продукты их реакций. Изд-во АН СССР, 1959.
- Н а б о к о С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Н а к о в н и к Н. И. Месторождение Коунрад. Изд-во АН СССР, 1937.
- Н а к о в н и к Н. И. Вторичные кварциты и связь их с другими метаморфическими породами.— Сов. геология, 1938, № 11.
- Н а к о в н и к Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1964.
- Н е х о р о ш е в В. П. Проявление Альпийских дислокаций на Алтае.— Геол. вестник, 1927, № 1.
- Н е х о р о ш е в В. П. Основные черты геологии и тектоники Алтая.— В сб. «Ойротия». Изд-во АН СССР, 1937.
- Н е х о р о ш е в В. П. 1. Основные этапы в изучении тектоники Алтая.— Сборник АН СССР, посвященный юбилею В. А. Обручева, т. 1. ОНТИ. 1938.
- Н е х о р о ш е в В. П. 2. Зоны смятия и зональность оруденения Алтая.— Пробл. сов. геол., 1938, вып. 3.
- Н е х о р о ш е в В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае.— Труды Сов. секции Ассоциации по изучению четвертичного периода, 1939, вып. 4.
- Н е х о р о ш е в В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3.
- Н е х о р о ш е в В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Н и к и т и н Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-востока западной части Кузнецкого Алатау.— Труды ЦНИГРИ, 1940, вып. 124.
- Н и к о л а е в С. С., Н е в е р о в и ч Е. М. 1. Золоторудные месторождения Спихинского рудного поля в Горном Алтае.— Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 3. ЦНИГРИ, 1958.

- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.
- Обручев В. А. О процессах выветривания и раздувания в Центральной Азии.— Записки мин. об-ва, 1895, 33, вып. 1.
- Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири.— Золото и платина, 1910, № 9.
- Обручев В. А. Геологический очерк золотоносных районов Сибири, ч. 1. Западная Сибирь.— Золото и платина, 1911.
- Обручев В. А. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Алтайские этюды.— Земледелие, 1915, вып. IV.
- Обручев В. А. К вопросу о тектонике Алтая.— Геол. вестн., 1927, 5, № 4—5.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1934.
- Обручев В. А. Золотая гипотеза и отношение к ней почвоведов.— Труды Томск. ун-та, т. 133, 1956.
- Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири.— Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1961.
- Овчинников Л. Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений.— Химия земной коры, т. II. Изд-во «Наука», 1964.
- Олт Уэйи Ю. Изотопное фракционирование серы в геохимических процессах.— В сб. Геохимические исследования. ИЛ, 1961.
- Онисис Х, Сандел Э. Б. Геохимия мышьяка.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Ошаров П. И. Руководство по приемке старательского и вольнопринишательского золота. Изд-во ОБТИ, 1942.
- Палей И. П. Концентрация самородного селена в зоне окисления колчеданного месторождения.— Геохимия, 1957, № 7.
- Пережогин Г. А., Алимарин И. П. Нейтронно-активационное определение золота в горных породах и метеоритах.— Ж. аналит. химии, 20, 1965, № 8.
- Переляев А. П. Критерий для определения возраста золотоносных россыпей.— Труды ГГИ УФСН СССР, 1953, вып. 20.
- Петрова З. И., Легайдо В. А. К геохимии олова в магматическом процессе.— Геохимия, 1965, № 4.
- Петровская Н. В. Морфология и структура «нового золота».— Докл. АН СССР, 1941, 32, № 6.
- Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота.— Сборник материалов по геологии золота и платины, 1947, вып. 3.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Генетические проблемы руд. Госгеоиздат, 1960.
- Петровская Н. В. О возможностях применения некоторых методов изотопного анализа при металлогенических исследованиях.— В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Петровская Н. В., Гриненко Л. Н. Исследование изотопного состава элементов в связи с вопросами генезиса рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 2.
- Петровская Н. В., Фасталович А. И. Изменения внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Пешевский Б. И., Аношин Г. Н., Эренбург А. М. О химических формах золота в морской воде.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 4.
- Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изд-во Томск. ун-та, 1915.

- Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с гипербазитами.— Труды ГГИ ЗС ФАН СССР, 1954, вып. 14.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1958, вып. 1.
- Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6.
- Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Плаксин И. Н. Взаимодействие сплавов и самородного золота с ртутью и цианистыми растворами.— ГОНТИ, 1937.
- Плаксин И. Н. Металлургия благородных металлов. Metallurgizdat, 1958.
- Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Предварительные сведения о золото-серебряном оруденении в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Сборник материалов по геологии полезных ископаемых Северо-Востока СССР, 1963, вып. 16.
- Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании пород эффузивного облика и особенностях некоторых рудоносных магматических комплексов Западной Сибири.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Поспелов Г. Л. Строение, развитие фильтрующих гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, 12.
- Поспелов Г. Л. Некоторые физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников.— Геол. и геофиз., 1965, № 3, 4.
- Потапов В. В. Черты пульсационной кристаллизации Колыванского гранитного массива.— В сб. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Потапов В. В. Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение.— В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
- Рабинович К. Р. Петролого-металлогенические особенности золоторудной провинции в Южном Алтае.— Докл. научн. семинара Томск. политехнич. ин-та, 1965.
- Рабинович К. Р., Грехов Г. Ф. Геологическое строение, рудоносность и перспективы юго-восточной части Иртышской зоны смятия.— Труды АГМНИИ, 1960, 9.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В сб. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых». Т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. В сб. «Материалы по геологии Западно-Сибирского края», 1936, вып. 37.
- Разин Л. В., Хвостова В. П., Новиков В. А. Металлы группы платины в породообразующих и аксессуарных минералах ультраосновных пород.— Геохимия, 1965, № 2.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. Пер. с англ. ИЛ, 1956.
- Ревердатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного траппового массива и его структура.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Рехарский В. И. Особенности распределения элементов в изверженных горных породах с точки зрения периодичности коэффициента концентрации.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 3.
- Рожков И. С. О мезозойских россыпях Енисейского края. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.



- Рожков И. С. К изучению террасовых россыпей Енисейского края.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Рожков И. С. К вопросу о металлогенических провинциях золотых и платиновых россыпей СССР.— Труды НИГРИЗолото, 1952, вып. 19.
- Рожков И. С. О состоянии изученности россыпей и задачах их дальнейшего исследования.— Сборник материалов по геологии золота, 1953, вып. 8.
- Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов.— Разведка и охрана недр, 1955, № 4.
- Рожков И. С. Основные факторы размещения россыпей.— В сб. «Научная сессия по изучению закономерностей размещения россыпей». Изд-во АН СССР, 1959.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлонности.— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., petrol., мин. и геологии АН СССР, 1960, вып. 33.
- Рябчиков И. Д. Поведение изоморфных примесей при кристаллизации в многокомпонентных системах.— Геохимия, 1962, № 12.
- Рябчиков И. Д. Поведение элементов-примесей в процессе разделения фаз.— Труды геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского.— В сб. «Химия земной коры», 1963.
- Семенов А. И. Принципы выделения и характерные особенности главнейших типов металлогенических провинций в складчатых областях СССР. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК.— В сб. «Вопросы металлогении». Изд-во «Недра», 1965.
- Семенов А. И., Лабазин Г. С. Основные проблемы исследований в области региональной металлогении.— В сб. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Синюгина Е. Я. О некоторых типах аллювиальных отложений и золотоносных пластов Ленского района (бассейн р. Бодайбо).— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
- Синюгина Е. Я. Связь аллювиальных золотоносных россыпей с коренными источниками (на примере Южно-Енисейского района).— II сов. по геол. россыпных месторожд. полезн. ископ. (тезисы докладов). М., 1964.
- Синюгина Е. Я. К вопросу о связи аллювиальных россыпей с коренными источниками (на примере Южно-Енисейского золотоносного района).— В кн. «Геология россыпей». Изд-во «Наука», 1965.
- Скуридин В. А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай).— Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Смеллс А. Радиоактивационный анализ.— В сб. «Анализ следов металлов». ИЛ, 1961.
- Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междун. геол. Конгресса. Генетические проблемы руд. Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В сб. «Закономерности размещения месторождения полезных ископаемых», т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении.— Чтения им. В. И. Вернадского, 1965, вып. 6.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья.— Пробл. сов. геол., 1936, № 10.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.

- Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», 1945, вып. 1.
- Смирнов С. С. 1. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Смирнов С. С. 2. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Смирнов С. С. 1. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— Записки Всерос. мин. об-ва, серия 2-я, 1947.
- Смирнов С. С. 2. Систематика магматогенных рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктика, 1936, 43.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов, 1949.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса Проблема генезиса руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Гостеолтехиздат, 1963.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л. В. Факторы изоморфного распределения редких элементов при кристаллизации магм. Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Изд-во «Наука», 1964.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Тильман С. М. Тектоническое строение и черты металлогении Чукотской складчатой зоны.— Материалы I Всес. конф. по геол. и металлогении тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымыя.— Труды СВКНИИ. 1962, вып. 1.
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— Труды геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Изд-во АН СССР, 1963.
- Турекьян К. К., Кали Дж. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Тычинский А. А. О роли стратиграфо-литологического контроля в формировании полиметаллических месторождений Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая.— Труды Ин-та геол. и геофиз., вып. 13. Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск. Изд-во «Кубуч» 1933.
- Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск. Изд-во Зап.-Сиб. геологоразвед. треста, 1934.
- Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск. Изд-во Зап.-Сиб. геолого-гидрогеодезического треста, 1935.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск. Изд-во Зап.-Сиб. геологического треста, 1936.
- Ферсман А. Е. К геологии золота.— Докл. АН СССР, 1931.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Изд-во АН СССР, 1934.

- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. II, 1953.
- Фирсов Л. В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 6.
- Фирсов Л. В. Источники п. особенности шлихового пирита в Яно-Колымском золотоносном поясе.— Труды Северо-Восточного комплексного науч.-исслед. ин-та. Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан, 1963.
- Фирсов Л. В. Радиологическая датировка Певекского интрузива на Чукотке.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Флеров Б. Л., Дворак И. Е. Валькумейский интрузивный комплекс.— Сборник материалов по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 12. Магадан, 1958.
- Фосс Г. В. Золото. Госгеолтехиздат, 1963.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Хаззагаров А. М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле (Восточные Саяны) — Геол. рудн. месторожд., 1963, 5, № 3.
- Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах.— В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В сб. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Часовитин М. Д. О зональном размещении постмагматического оруденения Пырбайского гранитного массива Северо-Восточного Прикамья — Докл. АН СССР, 1964, 158, № 3.
- Чемоданов Н. И. Морфологические и химические особенности россыпного золота Чаун-Чукотского района.— Труды Всес. ин-та золота и редких металлов (ВНИИ-1), т. 8. Геология, 1958.
- Черепник В. К. К вопросу о составе и генезисе руд Урских месторождений Салаира.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1958.
- Чухров Ф. О. О миграции золота в зоне окисления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 4.
- Шадлун Т. Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. Изд-во АН СССР, 1948.
- Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава структур и текстур руд некоторых месторождений Урала.— В сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Шахов Ф. Н. Металлогения и рудные месторождения Ойротии.— В сб. «Ойротия». Изд-во АН СССР, 1937.
- Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений (Труды Горногеол. ин-та).— Записки Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1947, вып. 1.
- Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10.
- Шахов Ф. Н. Некоторые текстуры серноколчеданных руд.— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 4—5.
- Шахов Ф. Н. 1. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1960.

- Шахов Ф. Н. 2. Морфологические черты зон окисления.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1960. вып. 2.
- Шахов Ф. Н. 1. Текстуры руд. Изд-во АН СССР, 1961.
- Шахов Ф. Н. 2. Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири.— Геол. и геофиз., 1961, № 10.
- Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
- Шило Н. А. О формах переноса золота при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты.— Труды ВНИИ-1. Геология, 1955, вып. 8.
- Шило Н. А. Формы переноса золота при образовании россыпей.— Труды ВНИИ-1, сб. реф., 1956.
- Шило Н. А. Яно-Колымский пояс россыпной золотоносности и его положение на Северо-Востоке СССР.— Труды ВНИИ-1. Геология, 1957, вып. 28.
- Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности.— Труды ВНИИ-1. Геология, 1960, вып. 63.
- Шило Н. А. Некоторые черты вещественного состава аллювиальных россыпей Яно-Колымского золотоносного пояса.— Труды Сев.-Вост. комп. лексн. науч.-исслед. ин-та, 1963, вып. 3.
- Шило Н. А., Карташов И. П. 1. Россыпные месторождения золота Северо-Востока СССР.— Труды ВНИИ-1. Геология, 1959, вып. 50.
- Шило Н. А., Карташов И. П. 2. Россыпные месторождения золота Северо-Востока СССР.— Труды ВНИИ-1. Геология, 1959, вып. 51.
- Шипулин Ф. К. О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья.— Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1956, вып. 3.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения.— Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1957, вып. 8.
- Шипулин Ф. К. Некоторые общие черты истории формирования интрузии оруденения в Юго-Восточном Приморье и в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— Материалы ко II Всес. петрогр. сов. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1964.
- Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд-во АН СССР, 1950.
- Шоу Д. М. Геохимия таллия.— В сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
- Шульгин В. Н. Схема геоморфологии Горной Шории.— Труды научной конференции Новокузнецкого пединститута, 1956, вып. 1.
- Щербаков Ю. Г. 1. О структурно-фациальных зонах в кембрии Горной Шории.— Информ. бюл. Зап.-Сиб. упр., 1958, № 4.
- Щербаков Ю. Г. 2. К вопросу о золотоносности юго-западного склона Кузнецкого Алатау.— Изв. Томск. политехн. ин-та им. Кирова, 1958, 90.
- Щербаков Ю. Г. 1. Генетическое значение особенностей состава россыпного золота Горной Шории.— Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1959, вып. 2.
- Щербаков Ю. Г. 2. Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории.— Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1959, вып. 2.
- Щербаков Ю. Г. 1. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании.— Геол. и геофиз., 1960, № 6.
- Щербаков Ю. Г. 2. Закономерности золотооруденения в Северо-Восточном Алтае и смежных районах Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1960, № 7.
- Щербаков Ю. Г. 1. Некоторые закономерности золотооруденения на Спихинском месторождении.— Геол. и геофиз., 1961, № 2.

- Щербачков Ю. Г. 2. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Щербачков Ю. Г. О парагенетических ассоциациях и ионных плотностях элементов в рудных месторождениях.— Геохимия, 1963, № 7.
- Щербачков Ю. Г. 1. О корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих их формаций.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 2.
- Щербачков Ю. Г. 2. Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидах и месторождениях.— Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблемы генезиса руд. Изд-во «Педра», 1964.
- Щербачков Ю. Г. 1. Периодичность кларковых отношений и геохимическая эволюция земной коры.— Докл. АН СССР, 1965, 161, № 2.
- Щербачков Ю. Г. 2. Геохимическая классификация элементов.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 4.
- Щербачков Ю. Г., Пережогин Г. А. О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими породами в Западной Сибири.— Геохимия, 1963, № 9.
- Щербачков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота.— Геохимия, 1964, № 6.
- Щербачков Ю. Г., Рослякова Н. В. Условия образования Берикунского золоторудного месторождения. 1966.
- Щербина В. В. 1. О геохимическом значении количественного отношения  $Ag/Au$ .— Геохимия, 1956, № 3.
- Щербина В. В. 2. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В сб. «Вопросы геохимии и минералогии», 1956.
- Щербина В. В. Взаимосвязь явлений минералообразования и изоморфизма.— Геохимия, 1965, № 3.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа.— В сб. «Кора выветривания», т. 2, 1956.
- Щуровский Г. Е. Геологическое путешествие по Алтаю. М., X, 1846.
- Эдье Л. Сжимаемость элементов.— Геол. ж. Венгерской Академии наук, 1954, № 1—2.
- Эммонс В. Введение в учение о рудных месторождениях. Госиздат, 1925.
- Эммонс В. Изменения первичного оруденения с глубиной. М., 1933.
- Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений.— ОНТИ, 1935.
- Эммонс В. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами.— В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ. 1937.
- Эпштейн С. Вариации коэффициента  $O^{18}/O^{16}$  в природе и некоторые предположения об их геологическом значении.— В сб. «Геохимические исследования». ИЛ, 1961.
- Яворовский П. О формах золота из россыпей Зейского золотоносного района.— Записки Мин. об-ва, ч. 38. 1900.
- Яковлев Г. Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР. 1962.
- Ярошевич В. М. О структурно-фациальных зонах кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— Докл. АН СССР, 1958, 121, № 2.
- Ahrens L. H. The use of ionization potentials. Part 2.— Geochim. Cosmoch. Acta, 1953, 3.
- Ahrens L. H. Shielding efficiency of cations.— Nature, 1954, 174.
- Ahrens L. H. Some ionization potential variations and relationships.— J. Inorg. Nucl. Chem., 1956, 2.
- Ahrens L. H. The significance of the chemical bond for controlling the geo-

- chemical distribution of the Elements. Part 1. Physics and Chemistry of the Earth, 1964, 5.
- Allen R. B., Macdonald B. C., Smith E. E. Pitchblende deposits of the Saint Louis fault, Beaverlodge area, Saskatchewan.—*Canad. Min. Met. Bull.*, 1954, 47, N 502.
- Beck R. *Lehre von den Erzlagerstätten*. Berlin, v. 1, 1909.
- Beischlag F., Krusch P., Vogt J. H. L. *Die Lagerstätten der Nutzbaeren.— Mineralien und Gesteine, Drei Bände*, Stuttgart. 1913.
- Bischof C. G. *Lehrbuch d. chem. u. physical. Geologie*, Bonn, 1947—1955.
- Bischof C. G. *Lehrbuch d. chem. u. physikal.— Geologie*, 2 Aufl. 1863—1866.
- Bleachu M., Dimitrescu R. *Stratigrafia si tectonica muntilor Apuseni (Cuprivre specială asupra Cristalinului si Mesozoicului)*. *Ânele Romino-Sovietice, Geolog.— Geogr.*, N 2, Acad. Republ. Popul. Romine, 1957.
- Boyle R. W. The geology, geochemistry, and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. *Geol. Surv. of Canada, Mem.* 310. 1960.
- Brană Viorel, Zăcămintele. *Metalifere ale subsolului Românesc*. Bucuresti, 1958.
- Breithaupt I. A. *Paragenesis d. Mineralien*, Freib. 1849.
- Buschendorf F. *Primärsonne alter Goldquarzgänge*. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, 34, 1926.
- Codârcea Al., Ianovici V. si Petruțian N. *Asupra mineralizațiilor metalifere din unele roci ultrabazice din Carpații Meridionali*. *Acad. R.P.R. Bul. Stiintific. tom IV*, N 2. Bucuresti, 1952.
- Collins W. H. The life history of the Sudbury nickel irruptive IV. *Mineralization Trans. Roy. Soc. Canada*, v. XXXI, sec. IV, 1937.
- Coleman A. P. *Geology of the Sudbury nickel deposits*. *Econ. Geol.*, v. XIX, N 6, 1924.
- Cooke H. C., Johnston W. A. *Gold Occurrences of Canada*. *Can. Geol. Surv. Econ. Geol. Ser.*, N 10, 1932.
- Cross W. and Penrose A. F. *The Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District*. 1895.
- De Grazia A. R., Haskin L. On the gold contents of rocks. *Geochim. et Cosmochimica Acta*, 28, 1964.
- De Launay L. *La science géologique*, Paris, 1905.
- De Launay L. *Formation des gîtes métallifères*. P. 1907.
- De Launay L. *La conquête minérale*. P. 1908.
- De Launay L. *Gîtes minérales et métallifères*. P., 1913.
- Dunn E. Y. *Geology of Gold*. London, 1929.
- Emmons W. H. *Bull.* 408, «U. S. Geol. Survey», 1910.
- Emmons W. H. *Primary downward changes in ore deposits*. *Trans. Amer. Inst. Mining and Metall. Eng.* 70, 1924.
- Emmons W. H. *Gold deposits of the World*. N. Y., 1937.
- Escola P. *Postmagmatic potsh metasomatism of granite*. *C. r. Soc. geol. Finlande* XXIX, 1956.
- Fischer M. S. The origin and composition of alluvia gold. with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea. *Trans. Inst. Min. and Met.* Vol. 44, 1935.
- Fischer N. H. The fineness of Gold with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea, *Econ. Geol.*, vol. 40, No. 7, and 8, 1945.
- Geol. Explanation notes of the Tectonic Map of Australia*, 1962.
- Ghitulescu T. *Etude géologique et minière des monts métallifères*. Buc. 1940.
- Ghitulescu T. P., Socolescu M. *Etude géologique et minière des Monts Metallifères (Quadrilatere aurifere et regions environnantes)*, Anuar. *Instit. Geol. al Roman.* vol. 21, Bucuresti, 1941.
- Gill I. E. *Bull. Amer. Geol. soc.* vol. 62, N 2, 1950.
- Giuscă D., Bilouï M., Rădulescu D., Stiopol V., Dimitrescu R.—*Studiul Petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sudvest (Co-*

- municare preliminară), Dări de Seamă ale sedintelor, vol. XL, București, 1956.
- Goldberg E. D., Brown H. S. *Analyt. Chem.*, 22, 308, 1950.
- Goldberg E. D., Uchigama A., Brown H. S. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2, 1, 1951.
- Goldschmidt V. M. *Geochemie*, Iena, 1933.
- Goldschmidt V. M. *Grundlagen der quantitativen Geochemie*, Fortschritte der Mineralogie, 17, 112, 1933.
- Goldschmidt V. M. *Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente IX. Die Mengenverhältnisse der Elemente und Atom—Arten*. Skr. Norske Videnskaps—Academi, Oslo, I. Mat. naturv. kl. N 4, 1937.
- Goldschmidt V. M. *Cristallochemistry and geochemistry*. Chem. Prod. N 1, 1944.
- Goldschmidt V. M. *Geochemistry*. Edit. by A. Muir. Oxford (Clarendon press), XIX, 1954.
- Granö I. *Morphologische Forschungen in Ostlichen Altai*. Zeitschr. Ges. Erdkunde zu Berlin, N 5, 1914.
- Granö I. *Das Formengebände des Nordöstlichen Altai*. Turku, 1945.
- Guimaraes D. *Mineral deposits of magmatic origin*. *Economic Geology*, vol. 42, N 8, 1947.
- Hamaguchi H., Kuroda R. *Silver content of igneous rocks*. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 17, 1959.
- Helmhacker R. *Beiträge zur Kenntniss der sekundären Goldlagerstätten Berg- und Hüttenmannische Zeitung*, N 7, 9, 20, 26, 30, 40, 41, 46, 52, 1891; N 2, 1892.
- Johnson W. *Geological reconnaissance survey of parts of Yalgoo, Murchison, Peak Hill and Gascoyne Goldfields*, Geol. Surv. W. Aust. Bull. 100, 1949.
- Krishnan M. S. *The Gold Industry in India*. Memoire—I Geological society of India, 1963.
- Kuroda P. K., Sandell E. B. S. *Geochemistry of molybdenum*. *Geochim. et Cosm. Acta*, 6, N 1, 1954.
- Lakatos B. *Periodicity of the chemical thermodynamic properties of compounds*. *Acta Chim. Hung.* 8, 1955.
- Lakatos B., Bohus J., Medgjesi G. *A new way for the calculation of the degree of polarity of chemical bonds, II*. *Acta Chim. Hung.* 20, 1959.
- Lakatos B., Bohus J., Medgjesi G. *A new way for the calculation of the degree of polarity of chemical bonds, IV*. *Acta, Chim. Hung.* 21, 1959.
- Lewis David V. *Relationships of ore bodies dikes and sills*. *Econ. Geol.*, N 5, 1955.
- Lindgren W. *Mineral deposits*. 4 ed. New York—London, 1933.
- Lindgren W. and Ransome F. L. *Geology and Gold. Deposits of the Cripple Creek District*. USA, 1906.
- Locke A. *Leached Outcrops as guides to copper ore* Baltimore, 1926.
- Locke A. *Granite and ore*. *Economic Geology*, vol. 36, N 4, 1941.
- Locke A., Billingsley P. and Mayo E. B.—*Sierra Nevada tectonic pattern*. Bull. Geol. Society of America, 1940, 51, № 4.
- Lovering T. G. *The Origin of jasperoid in Limestone*.—*Econ. Geol.*, № 6, 1962.
- Mapper D. *Radioactivation analysis in Methods in geochemistry*, 1960.
- Macgregor A. M. S. *Afric. Jsci*, 47, 1951.
- McWhae J. R. H., Playford P. E., Lindner A. W., Glenister B. E., Balme B. E. *The stratigraphy of Western Australia*.—*J. geol. Soc. Aust.*, 1958, 4 (2).
- Moore E. S. *Genetic Relation of Gold Deposits and Igneous Rocks in the Canadian Shield*.—*Econ. Geol.*, 1940, 35.
- Neumann H., Mead I., Vitaliano C. I. *Trace-element variation during*

- fractional crystallisation as calculated from distribution law.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1957, N 4.
- Niggli P. Die Magmentypen.—*Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 1936, 16.
- Ončesku N. *Geologia Republicii Populare Romine*, Editura Technica, Bucuresti, 1957.
- Palfi M. Tanulmányok az Eperjes-Tokaj hegységben Jahresber. d. Kgl. Ungar. Geol. Aust. über die Jj. 1925—1928. Budapest, 1935.
- Park Ch. F. Jr. Zoning in Ore deposits. The pulsation theory and the Role of structure in zoning. Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Pavelescu L. Studiu geologic si petrografic al masivului Tibles.—*Anuar Comit. Geol.*, 1953, 26.
- Pavelescu L., Dimitrescu R. Contributii la studiul petrografic al andezitelor din basinal Rusca Montana — Lunca Cernii, cuprivire speciela asupra plagioclazilor. *Bullet. stiint. Acad. R. P. Roman. Sec. biol., geol., si geogr.*, 1954, 6, No 3.
- Penck W. Die morphologische Analyse. 1924.
- Poserny F. Genesis Erzlagerstätten, 1895.
- Prigogine I., Defay R. Chemical thermodynamic. Longmas Green Co., 1954.
- Raghavan P. N. V. Exploration and prospecting on the kolar gold field. Memoir-I, Geological society of India, 1963.
- Rădulescu D. Cercetări petrografica în partea de vest a rediunii Baia — Mare (intre V. Băitii si Seini), Dări de Seamă ale sedint. Comit. Geol., 1952, 39.
- Rankama K. and Sahama Th. Geochemistry. Univ. Chicago Press, 1950.
- Renovantz H. M. Mineral-georg u. andere vermischte Nachrichten V. d. Altaischen Gebirgen. Reval. 1788.
- Richthofen V. F. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. XI, 1860.
- Richthofen V. F. Principles of the Natural System of Volcanic Rocks. Mem. Calif. Acad. of Sc. I, 1868.
- Ringwood A. E. The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part 1. The influence of electronegativity.—*Geochim. Cosmoch. Acta*, 1955, 7.
- Ringwood A. E. The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part 2. The role of complex formation.—*Geochim. Cosmoch. Acta*, 1955, 7.
- Roedder E. I.—Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluidfilled inclusions from minerals.—*Econ. Geol.*, 1958, 53, N 3.
- Savul M., Pomirleanu V. Paliogeothermometrische Forschungen in Bezug auf die Hydrothermal ganglagerstätte von Baia Sprie. (Felsöbánya). R. V. R.—*Acta geol.*, 1961, 7, No 1—2.
- Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Iena, 1955.
- Sullivan C. J.—Ore and Granitization.—*Econ. Geol.*, 1948, 43, N 6.
- Szadeczyk-Kardoss E. Die Jonenwichte und ihre geochemisch-geologische Rolle.—*Acta Geol. Acad. Sci. Hung. T. N. Fase*, 1—2, 1953.
- Szadeczyk-Kardoss E. Das Verbindungs potential und seine Beziehungen zum Schmelzpunkt und zur Härte.—*Acta Geol. (Hungary)*, 1955, 3, No 1—3.
- Shaw D. M. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1952, 2, N 3.
- Stelzner A., Bergeat A. Die Erzlagertstätten I—II, 1905—1906.
- Sterry Hunt H. 1. Mineral physiology a. physiography, N 4, 1891.
- Sterry Hunt H. 2. Systematic mineralogy based on natural classification, N 4, 1891.
- Tschihatcheff P. De Voyage scientifique dans l'Altai oriental et les parties adjacentes de la frontiere de China, 2 vol, in 40 atlas in folio Paris, 1854 (перевод в Горном журнале, 1945, № 4, 10, 11).



- Traves D. M., Casey J. N., Wells A. T. The geology of the southwestern Canning Basin, Australia, Bur. Min. Res. Aust. Rep. 1956, 29.
- Turekian K. K., Wedepol K. H. Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, No 2.
- Urey H. C. Geochim. cosmochim., 1951, 1.
- Urey H. C. The Abundance of the elements.— Phys. Rev., 1952, 88, No 2.
- Van Hise. Treatise on metamorphism, 1904.
- Vates A. B. The Sudbury intrusive. Part I.— Trans. Roy. Soc. Canada, Sec. 1938, IV.
- Vincent E. A., Crockett I. H. 1. Studies on the geochemistry of gold-I. The distribution of gold in rocks and minerals of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 18.
- Vincent E. A., Crockett I. H. 2. Studies on the geochemistry of gold-II. The gold content some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 18.
- Vincent E. A., Smales A. A. Geochim. Cosmochim. Acta. 1956, 9.
- Vogt I. H. L. Über Anchi-monomineralische und Anchi-eutektische Eruptivgesteine. Christiania, 1908.
- Wager L. R., Deer W. A. The petrology of Skaergaard intrusion.— Medd. Grönland, 1939, N 4.
- Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace-elements during strong fraction of basic magma a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1951, 1, No 3.
- Wilson M. E., Cammell Ch. and oth.— Structural Geology of Canadian ore deposits (a symposium). Montreal, 1948.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Глава I.</i> ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА . . . . .	7
<i>Глава II.</i> ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ . . . . .	65
<i>Глава III.</i> РАЗМЕЩЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА . . . . .	100
<i>Глава IV.</i> АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОЛОТЫХ РУДАХ . . . . .	166
<i>Глава V.</i> ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ . . . . .	191
<i>Глава VI.</i> МЕСТО ЗОЛОТА В РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ . . . . .	229
Литература . . . . .	248

---

*Юрий Гаврилович Щербаков*

### **Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях**

*Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики  
Сибирского отделения*

Редактор *Мухин С. С.*  
Редактор издательства. *М. И. Азиян*  
Технический редактор *В. В. Волкова*  
Художник *В. Г. Виноградов*

Сдано в набор 13/V 1967 г. Подписано к печати 11/IX 1967 г.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup> Бумага № 1. Усл.- печ. л. 16,75. Уч.-изд. л. 17,8  
Тираж 1800 экз. Т- 10700 Тип. зак. 2791

Цена 1 р. 13 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография Издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10